

Contenidos de Edafología

Génesis, evolución y propiedades físico químicas del suelo

Jorge Washigton Lanfranco
Andrea Edith Pellegrini
Valeria Marcela Cattani



FACULTAD DE
CIENCIAS AGRARIAS Y FORESTALES





CONTENIDOS DE EDAFOLOGÍA

GÉNESIS, EVOLUCIÓN Y PROPIEDADES FÍSICO- QUÍMICAS DEL SUELO

Jorge Washington Lanfranco

Andrea Edith Pellegrini

Valeria Marcela Cattani

Departamento de Ambiente y Recursos Naturales

Cátedra de Edafología





2014

Lanfranco, Jorge
Contenidos de edafología, génesis, evolución y propiedades físico químicas del suelo / Jorge Lanfranco ; Andrea E. Pellegrini ; Valeria Marcela Cattani. - 1a ed. - La Plata : Universidad Nacional de La Plata, 2014.
E-Book: ISBN 978-950-34-1106-3

1. Geología. 2. Edafología. I. Pellegrini, Andrea E. II. Cattani, Valeria Marcela III. Título
CDD 551

Fecha de catalogación: 17/06/2014

Diseño de tapa: Dirección de Comunicación Visual de la UNLP





Universidad Nacional de La Plata – Editorial de la Universidad de La Plata

47 N.º 380 / La Plata B1900AJP / Buenos Aires, Argentina
+54 221 427 3992 / 427 4898
editorial@editorial.unlp.edu.ar
www.editorial.unlp.edu.ar

Edulp integra la Red de Editoriales Universitarias Nacionales (REUN)

Primera edición, 2014
ISBN 978-950-34-1106-3

Los autores agradecen a Sebastian Basanta por su aporte indispensable para llevar adelante el presenta trabajo.

ÍNDICE

Capítulo I. Material originario. Rocas

Materiales originales de los suelos 7

Rocas igneas 11

Rocas sedimentarias 17

Rocas detríticas 21

Loess 21

Rocas de origen químico 24

Rocas residuales 27

Rocas organógenas 27

Rocas metamórficas 29

Tipos de metamorfismo 33

Periodos geológicos 36

Mapa de distribución de Rocas en la Republica Argentina 37

Bibliografia 40

Capítulo II. Minerales primarios, propiedades y clasificación. 41

Clasificación de los Minerales 42

Reglas de Pauling 44

Potencial iónico 45

Sustitución iónica 47

Serie de Bowen 48

Propiedades físicas de los minerales 50

Clasificación química de los minerales 52

Clasificación estructural de los minerales silicatados 54

Nesosilicatos 55

Sorosilicatos y ciclosilicatos 56

Inosilicatos 57

Filosilicatos 58

Tectosilicatos 61

Cuestionario guia capítulo I y II 71

Bibliografía 74

Capítulo III. Alteración. Minerales secundarios. Edafogénesis.

Alteración o meteorización 75

Factor capacidad de la alteración 78

Factor intensidad de la alteración 82

Mecanismos abiógenos degradativos 82

Mecanismos abiógenos agradativos 86

Mecanismos biógenos degradativos 90

Mecanismos biógenos agradativos 92

Distribución de los principales tipos de alteración 92

La transformación de los minerales 100

Minerales secundarios 102

Sales 103

Alúmino-silicatos (arcillas) 109

Oxidos e hidróxidos 116

Edafogénesis y diferenciación de los suelos 118

Los factores formadores 119

Procesos de evolución y diferenciación de los suelos 124

Principales procesos edafogenéticos en la Argentina 125

Cuestinario guía 133

Bibliografia 136

Capítulo IV. Propiedades físicas y químicas del suelo

Coloides 139

Fuerzas de atracción y repulsión 143

Carga de la partícula y punto isoeléctrico 144

Doble capa difusa 147

Potencial zeta 149

Cargas de las fracciones coloidales del suelo 155

Material arcilloso silicatado 155

Materia orgánica 160

Oxidos e hidróxidos 162

Sílice coloidal 163

Intercambio catiónico 164

Intercambio aniónico 169

Aire en el suelo 173

Mecanismo de intercambio de gases en el suelo 177

Flujo de gases por difusión. Ley de Fick 178
Química de los procesos redox en el suelo 180
Diagrama de pH Eh 183
Temperatura en el suelo 188
Mecanismo de transmisión de calor en el suelo 189
Conductividad térmica 192
Medida de la temperatura del suelo 193
Agua en el suelo 198
Contenido de agua en el suelo 203
Medida del contenido de humedad 205
Estado energetico del agua del suelo 206
Potencial agua del suelo 209
Medida del potencial total y sus componentes 216
Retención de agua en el suelo 218
Histéresis 221
Capacidad de retención del agua disponible 226
Flujo de agua en el suelo 229
    Ley de Darcy 230
    Conductividad hidraulica 232
    Permeabilidad 234
    Ley de Buckingham-Darcy 235
    Infiltración 236
    Velocidad de infiltración. 241
Cuestinario guia 246
Bibliografia 255
Los autores 258

CAPÍTULO I

MATERIALES ORIGINARIOS DE LOS SUELOS. ROCAS

El presente capítulo se basa en el material elaborado por el ex-Profesor Titular de Edafología Hugo da Silva (1985-1993)

Introducción

De acuerdo al concepto más antiguo, correspondiente a la escuela rusa de Dokuchaiev, Gedroiz y Glinka, el suelo es un cuerpo, natural independiente con una morfología propia que resulta de la acción combinada del clima, materia viva, roca original, relieve y edad del proceso.

Este concepto original de los suelos se mantiene invariable, siendo modernamente confirmado a través de los criterios ecológicos de múltiple interacción de los sistemas naturales *litosfera, hidrosfera y biosfera*.

Los suelos tal hoy los conocemos son relativamente recientes en el planeta, 8.700 años (Holoceno del Cuaternario) y representan una capita insignificante del mismo, si consideramos que el diámetro de la tierra en sus polos es de 12.174 km.

Sin embargo en ese lugar superficial, el suelo, se lleva cabo la existencia de millares de especies vivientes y el hombre en particular.

El proceso natural por el cual se forma un suelo en la corteza terrestre se denomina *génesis edáfica.*

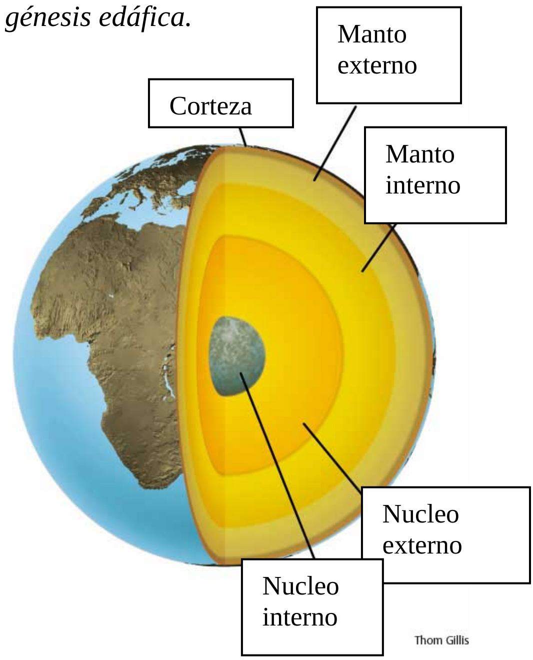


Figura 1. *Esquema de La Tierra.*

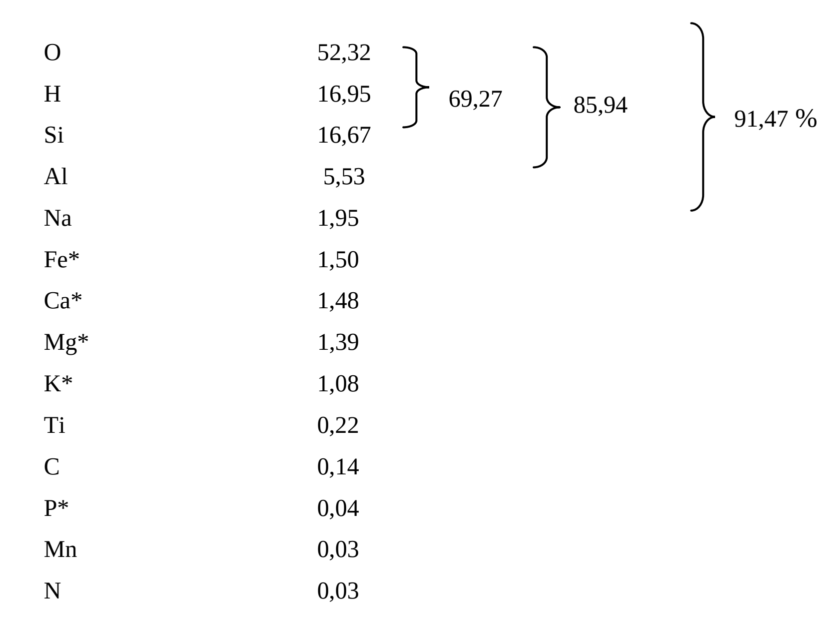
En este trabajo se pretende realizar una descripción de los principales materiales originales inorgánicos que participan en la génesis de los suelos. Son denominados genéricamente, rocas y minerales que conforman la litosfera.

Composición de la litosfera

Los minerales están formados por elementos simples. Los más importantes, en la corteza terrestre ordenados de manera cuantitativa en la composición de los minerales se presentan en el tabla 1.

Las plantas necesitan para sus funciones vitales incorporar a su organismo diversos elementos inorgánicos.

Los elementos cuya esencialidad en las plantas ha sido demostrada son: C, H, O, N, P, K, Ca, Fe, Mg, B, Mn, Cu, Zn, Mo, y Cl; también incorporan V, Na, Co, que no son necesarios para ellas, pero si para el reino animal (Sívori et al., 1980).



O	52,32			
H	16,95	69,27	85,94	
Si	16,67			91,47 %
Al	5,53			
Na	1,95			
Fe*	1,50			
Ca*	1,48			
Mg*	1,39			
K*	1,08			
Ti	0,22			
C	0,14			
P*	0,04			
Mn	0,03			
N	0,03			

Tabla 1. *Frecuencia de los elementos en la corteza terrestre, expresada en porcentaje, de Betejtin, A.*

Del cuadro 1 surge que el O y el H representan un 69,27 % de la litosfera pero las plantas, por supuesto, no toman estos elementos de las rocas.

Si agregamos a ello los porcentajes de Si y Al que serían incorporados en muy pequeñas proporciones – y ello sólo en algunos casos - sin función fisiológica conocida, (Devlin, P.C. 1976), hay en la litosfera un 91,47 % de elementos que no son aprovechados por las plantas.

Los elementos que son absorbidos por las plantas, marcado con un asterisco, suman tan solo un 5,5% del total. Paralelamente, hay elementos muy escasos en la litosfera,

que las plantas, aunque en proporciones ínfimas los requieren en forma esencial, Tabla 2.

B	10	ppm
Cl	500	ppm
Co	40	ppm
Cu	70	ppm
Mo	2,3	ppm
Pb	16	ppm
V	150	ppm
Zn	80	ppm

Tabla 2. *Contenido de oligoelementos en la litosfera de Lindsay W., 1979*

Rocas

Las rocas son formaciones naturales constituidas por la asociación estable de minerales, formadas por procesos naturales, muy complejos ocurridos durante la evolución del planeta. Al definir un tipo de roca se hace referencia a los minerales que la constituyen siendo los minerales *esenciales* aquellos que siempre se hallan presentes y definen la roca; *accesorios* a aquellos que se encuentran en escasa proporción y que pueden estar o no presentes. En el caso del granito, los minerales esenciales son el cuarzo (Qz), el Feldespato potásico (Fp) y la mica, pudiendo encontrarse en menor proporción como minerales accesorios a la fluorita, la apatita o el granate.

Según su origen se clasifican tres tipos de rocas:

Rocas ígneas: se originan a partir del magma.

Rocas sedimentarias: se originan a partir de las rocas ígneas, metamórficas y aun de las propias sedimentarias.

Rocas metamórficas: se originan a partir de las rocas ígneas, sedimentarias y aun de las propias metamórficas.

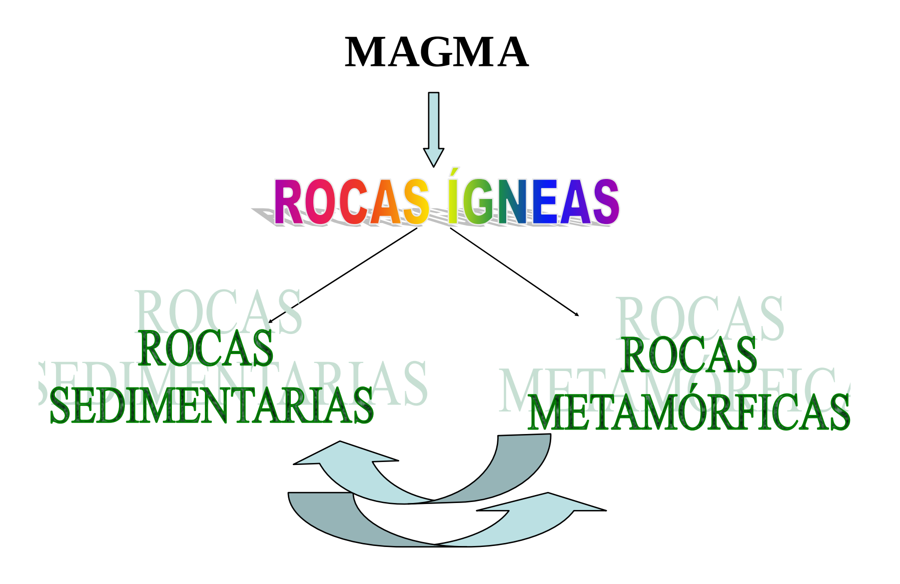


Figura 2. *Esquema de tipos de rocas.*

Magma

Entendemos por ***magma*** un fluido natural, de elevada temperatura, constituido por soluciones de Silicatos. Se lo considera formado por tres fases en equilibrio físico-químico:

a - Fase *líquida*, constituída por elementos similares a silicatos fundidos.

b – Fase *sólida*, constituida por cristales de minerales en suspensión en 1a fase anterior.

c - Fase *gaseosa*, constituida por diferentes gases; entre los que predominan cloruros, anhídrido carbónico, sulfuros, vapor de agua, flúor, cloro, etc. Esta fase no está siempre presente en todos los magmas.

De la consolidación de la fase líquida se forman los ***minerales primarios*** en base a la combinación de los compuestos que la constituyen, que en su mayor parte son los que se citan a continuación, expresados en óxidos: SiO_2; Al_2O_3; Fe_2O_3; FeO; MgO; CaO; Na_2O; K_2O; MgO; P_2O_5; TiO_2 y H_2O.

El magma se origina en el interior de la corteza terrestre y en capas más profundas, siendo su composición homogénea y de este se originan los magmas secundarios que son numerosos y de composición variable. Los principales magmas primarios son: ***Basáltico*** o denominado SIMA por estar principalmente conformado por Si y Mg. Es ligeramente más denso que el ***Granítico*** o SIAL, y forma las fosas oceánicas, su espesor es menor a 10 km,

El Granítico, formado principalmente por Si y Al debido a lo cual se lo denomina SIAL. Al ser menos denso que SIMA forma los continentes que “flotan” en la parte superior del manto.

Se suele diferenciar a los magmas en ácidos y básicos, sin referirse a la reacción química de las soluciones, sino a la relativa cantidad de sílice. Un contenido de SiO_2 mayor del 65% corresponde a un magma ácido; con menos del 55% es básico. Los intermedios o mesosilícicos entre 55 y 65%. Si el contenido en sílice es 40%, los magmas son ultrabásicos, y si poseen más del 75% se los llama perácidos.

Los magmas poseen casi todos los elementos químicos; algunos en muy pequeña cantidad, éstos pueden ser concentrados en soluciones acuosas residuales, derivadas de la cristalización de los Silicatos.

Temperatura y consolidación del magma

La consolidación del magma comienza con un paulatino descenso de la temperatura, a partir de los 1.000 ^{o}C, aproximadamente, considerándose las siguientes etapas:

Ortomagmática: 600 a 1.000^{o}C, cristalizan los Silicatos más importantes de los magmas, formándose los minerales que constituirán las ***rocas ígneas.***

Continúan las etapas de enfriamiento sucesivo llamadas Pegmatitica (800 a 600 ^{0}C), Pneumatolitica (600 a 374 ^{o}C), Hidrotermal (374 a 100 ^{o}C), donde se favorece la separación de los minerales nativos como oro (Au) y plata (Ag).

1.- ROCAS IGNEAS

Resultan de la cristalización del magma, que conservando una temperatura superior a los 1.000 ^{o}C asciende aprovechando las zonas de debilidad de la corteza en grietas y fracturas, digiriendo e incorporando a su masa las rocas preexistentes con las que se pone en contacto. Cuando el magma se enfría se originan rocas que se han cristalizado a diferentes profundidades, y ello permite establecer una primera división de las rocas ígneas:

a) ***Rocas plutónicas e intrusivas*****: s**on las que se han solidificado en el interior de la corteza a profundidades que oscilan entre 1os l00 metros y hasta los 10km. Se caracterizan por su textura granulosa y por ser holocristalinas (cristales casi siempre visibles y de aspecto homogéneo).

b) ***Rocas volcánicas o efusivas*****:** son las que se han solidificado en la superficie de la corteza, ascendiendo como lavas por grietas abiertas expuestas al exterior, o lanzadas por los volcanes. Por haberse enfriado bruscamente en contacto con el aire, no han podido cristalizar totalmente, presentándose como vidrio volcánico amorfo, a veces con alvéolos producidos por el escape de gases o con la llamada textura porfirítica caracterizada por cristales grandes, llamados fenocristales distribuidos entre una masa vítrea denominada pasta.

c) ***Rocas filonianas***: se han solidificado en la periferia de la masa magmática ascendente ocupando grietas abiertas entre 1as rocas preformadas. Suelen adoptar la forma de vetas o filones. Su textura cristalina es generalmente micro cristalina, pudiendo a veces presentar fenocristales (cristal de tamaño considerable respecto al resto de los componentes de una roca)

Reconocimiento de las rocas ígneas

Las rocas ígneas se pueden reconocer en cuanto a su origen por sus propiedades textuales y por la identificación de los minerales que la componen.

Propiedades Texturales:

- *Estado cristalino:*

Holocristalino: formado enteramente por cristales.

Hipocristalino: formado por cristales y por vidrio.

Holocristalino: formado totalmente por vidrios por disposición amorfa de enfriamiento rápido.

- *Tamaño de los cristales:*

Afaníticos: visibles solamente al microscopio.

Fanerítico: visibles a simple vista.

- *Relación de tamaño entre los cristales:*

Equigranulares: todos los cristales de la roca poseen aproximadamente el mismo tamaño.

Inequigranulares: marcada diferencia de tamaño entre los cristales.

- *Forma:*

Idiomorfos: cristales de contornos bien desarrollados.

Hipidiomorfos: cristales de contornos parcialmente desarrollados.

Alotrimorfos: cristales sin desarrollo en sus bordes. Bordes no definidos.

Tipos de Textura, las más importantes son:

Textura granuda: propia de rocas plutónicas, holocristalona, fanerítica y equigranular. Por ejemplo granito.

Textura porificada: Holo-hipocristalina, fanerítica o a veces afanítica, inequigranular presente en rocas volcánicas.

Textura porfiroide: Holocristalina, fanerítica, inequigranular. Presente en rocas plutónicas.

Textura Afanítica: Holocristalina o Hipocristalina, afanítica, equigranular. Se presenta en las rocas volcánicas.

Textura Vítrea: Holohialina. Presente en rocas volcánicas.

Textura Pegmatitica: Cristales de gran tamaño. Presente en rocas filonianas.

Textura Aplitica: Cristales muy pequeños y alotrimorfos.

		Feldespatos como principales minerales felsicos (claros)			
		Feldespato potásico dominante	**Feldespato potásico subdominante Plagioclasas dominantes**	**Plagioclasas dominante ácida**	**Plagioclasas dominante básica**
Sobresaturación con cuarzo	Plutónicas	Granito	Granodiotita	Tonalita	Garbo Cuarcífero
	Volcánicas	Riolita	Riodacita	Dacita	Basalto Cuarcífero
Saturado con cuarzo (sin cuarzo visible)	Plutónicas	Sienita	Monzonodiorita	Diorita	Gabbro
	Volcánicas	Traquita	Andelacita	Andesita	Basalto

Tabla 3. *Reconocimiento de rocas ígneas por los minerales componentes.*

Algunos ejemplos

Granito: es la más abundante entre las rocas plutónicas. Sus componentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico (ortosa) y mica; ésta última puede ser blanca (muscovita) o negra (biotita) o ambas a la vez. Presenta gran número de minerales accesorios, entre ellos: apatita, magnetita. Su alteración en zonas húmedas puede originar suelos de texturas gruesas (alto contenido de la fracción arena), provistos de K, Mg y P.

En Argentina, grandes masas de granito afloran en las sierras pampeanas, sierras de Tandil, y cordillera frontal.

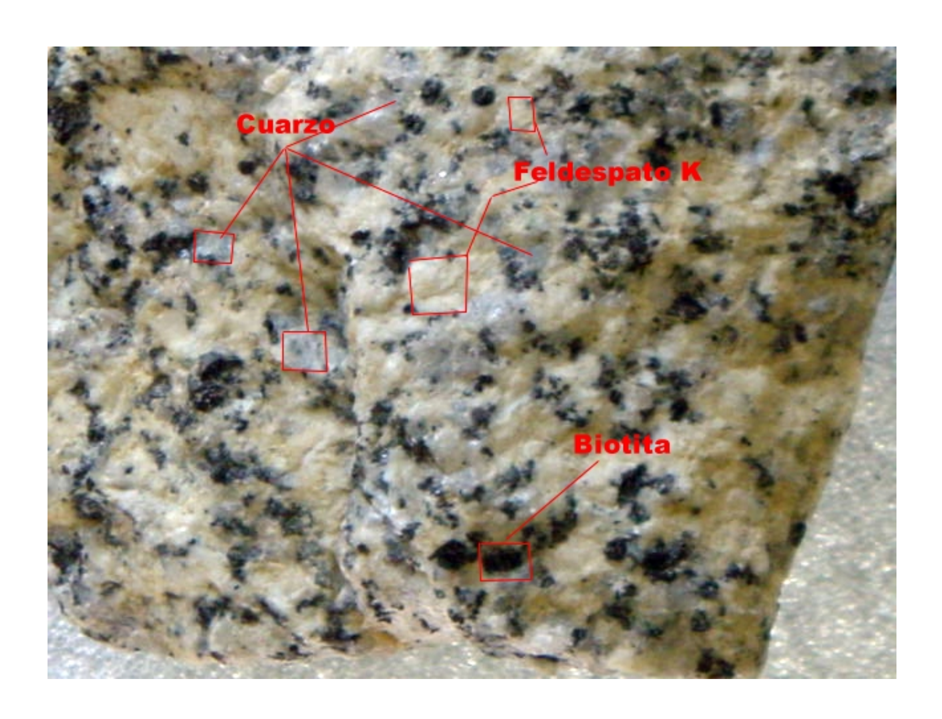


Foto 1. Granito. Roca ígnea de color claro y grano grueso compuesta de cuarzo, feldespato alcalino y mica (biotita y/o moscovita).
http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/casado/GEORED/Endogenas/igneas.htm

Riolitas*:* rocas volcánicas ácidas más modernas (terciarias o recientes). Compuesta de cuarzo, feldespatos (ortosa y plagioclasas) y poca mica. La pasta contiene abundante vidrio volcánico. Se comportan a la alteración como los granitos, y abundan en la puna y en la cordillera.



Foto 2*. Volcán en actividad.*

Obsidiana *y* ***piedra pómez***. Están formadas fundamentalmente por vidrio volcánico. La primera es de colores oscuros, de estructura bandeada (alternancia de zonas microcristalinas y amorfas, de distinta naturaleza). La segunda es de colores claros,

vesicular con alvéolos o poros. Ambas son productos volcánicos recientes y suelen estar asociados. Se encuentran en la puna, andes Patagónicos y Antártida.

Pórfido ortoclasico. Es una roca efusiva antigua, que presenta fenocristales de feldespatos (ortosa y/o plagioclasas), en medio de una pasta microcristalinas con minerales ferromagnésicos Suelen contener muchos minerales accesorios (calcita, limonita, apatita). Se encuentran en la Cordillera Central y en la Patagonia. Suministra al suelo especialmente P, Ca y Mg.

Sienita. Compuesta por ortosa y plagioclasa, biotita, algo de cuarzo y silicatos ferromagnésicos (anfíboles y piroxenos). Su alteración, menos rápida que la del granito, da origen a suelos de textura medianas y más ricas en el K, Ca, Mg.

En la Argentina, es menos abundante que el granito y aflora en las mismas zonas que este.

Traquita. Rocas volcánicas más modernas, procedentes también de magmas meso cíclicos, tienen ortosa, plagioclasas, anfíbol y piroxenos en fenocristales y microcristales. Se altera en forma relativamente rápida, siendo fuente de potasio, calcio y magnesio para el suelo. Afloramientos de traquitas, hay en áreas volcánicas de la puna y de la Precordillera

Andesitas *y* ***Dacitas***. Volcánicas recientes, también derivadas de un magma mesosilícico. Las Andesitas son casi siempre oscuras, contienen plagioclasa, hornblenda que se alteran con facilidad dando origen a suelos de textura fina y sesquióxidos de hierro y aluminio, con frecuencia de coloraciones rojizas. Las Dacitas son de alteración más lenta. Estas rocas son muy comunes en la Cordillera Central y en la Patagonia.



Foto 3. Andesita: *roca volcánica de grano fino compuesta por plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda. Química y mineralógicamente es similar a la Diorita.*
http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/casado/GEORED/Endogenas/igneas.htm

Diorita. Holocristalina, compuesta por plagioclasas, biotita, anfíboles y piroxenos. A veces puede contener cristales de cuarzo (diorita cuarcífera). Se altera generalmente con cierta facilidad, dando lugar a la formación de suelos de texturas gruesas, a veces algo más finas; ricos en Ca, K. Cuando posee mayor proporción de minerales ferromagnésicos provee de Fe y Mg.

Gabbros: Derivan de magmas básicos. Sus minerales son las plagioclasas, piroxenos y anfíboles. De color oscuro, compuesta fundamentalmente por labradorita, anortita y piroxenos. Su alteración, lenta por lo general, determina la formación de suelos con alto porcentaje de arcilla y ricos en Ca pobres en potasio.

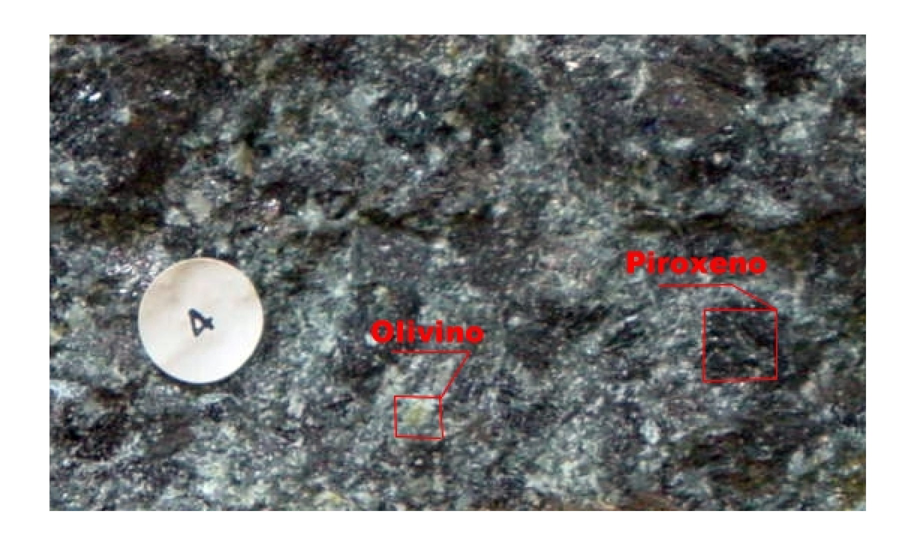


Foto 4. Gabbro: *roca ígnea básica de grano grueso compuesta por plagioclasa rica en calcio (Ca), ortopiroxeno y clinopiroxeno.*

http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/casado/GEORED/Endogenas/igneas.htm

Basaltos: rocas volcánicas recientes, negras, comúnmente de grano fino, muy rico en minerales ferromagnésicos, suelen presentar fenocristales de augita. En Mendoza, Neuquén, La Pampa, Misiones y la Patagonia ocupan grandes extensiones.

Diabasas *y* ***Meláfiros***. Son efusivas antiguas, de color oscuro, con frecuencia negro, formada por microcristales de piroxenos y plagioclasa básicas, asociadas a hornblenda, clorita, limonita u olivino. En condiciones climáticas tropicales dan origen a suelos rojizos, por el alto contenido de óxidos férricos y de textura fina. Los Meláfiros se hallan en todo Misiones y parte Este y Sur de Corrientes.



Foto 5. Basalto *Roca ígnea extrusiva de grano fino y color oscuro compuesta por plagioclasa, piroxeno y magnetita, con o sin olivino.*
http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/casado/GEORED/Endogenas/igneas.htm

2.- ROCAS SEDIMENTARIAS

Tienen su origen en la alteración física, química y/o biológica de rocas preexistentes, ya sean ígneas, metamórficas u otras rocas sedimentarias, debido a procesos externos a la corteza terrestre o de escasa profundidad continentales o marinas. Es posible su observación directa a diferencia de los procesos metamórficos o magmáticos que no pueden visualizarse con excepción de las erupciones volcánicas.
El ***ciclo sedimentario*** es un conjunto de procesos que conducen a la formación de una roca sedimentaria. Comienza por una primera fase de ***meteorización o alteración*** de las rocas preexistentes. Es el conjunto de procesos físicos, químicos, y biológicos que determinan la desintegración mecánica y/o descomposición de las rocas en su lugar. Estos procesos actúan en general en forma conjunta y cerca de la superficie de la corteza. Alteran masas de rocas sólidas en su lugar, in situ. Para ejemplificar el proceso tomemos una roca cualquiera, por ejemplo una de tipo granítica formando parte de un desierto pétreo. Como en todo régimen desértico vamos a encontrar una gran diferencia de temperatura entre el día y la noche, la parte superficial del granito sufre las consecuencias del recalentamiento diurno y de las bajas temperaturas nocturnas, a veces inferiores a 0 grados centígrados.

Cada uno de los componentes minerales de esta roca tiene un coeficiente de dilatación propio y esto hace que se vayan produciendo con los sucesivos recalentamientos y enfriamientos y el correr del tiempo, fisuras entre dichos minerales. El rocío y/o las escasas lluvias que se producen hacen que el agua se aloje en estas fisuras.

Cuando la temperatura baja a 0 grados centígrados el agua se congela, el volumen que ocupa entonces es mayor y ejerce una presión sobre las paredes ayudando a desgranar la roca (meteorización física) provocando la formación de fracciones más pequeñas, detritos o clastos. También el agua, que generalmente tiene diversos electrolitos en solución, afecta las rocas y transforma los minerales en otros de distinta composición; se sobre entiende que la cantidad de electrolitos es pequeña, por lo que su acción es sumamente lenta.

También los vegetales influyen bajo dos formas: física y químicamente. Sus raíces y/o radículas penetran en las fisuras, ejerciendo una presión en las paredes que llega a hacer bastante importante y actúan químicamente disolviendo algunos minerales, sumándose así a los procesos antes mencionados. El material producto de la alteración esta formado por detritos sólidos, constituido por fragmentos de rocas y sustancias disueltas en el agua.

La segunda fase del ciclo consiste en el ***transporte o erosión*** del material por el hielo, el agua, o el viento. Es un término amplio aplicado a las diversas maneras mediante las cuales los agentes móviles obtienen y trasladan los restos de roca o las soluciones generadas durante la meteorización. Este a diferencia de la meteorización es un proceso dinámico e implica captura y remoción del material por los agentes de transporte. Durante este proceso se continúa con procesos de alteración.



Foto 6. *Erosión fluvio glacial.*



Foto 7. *Erosión eólica.*



***Foto 8**. Meandros, erosión y sedimentación fluvial.*

La tercera fase es la ***sedimentación o deposición*** del material. Se refiere a la sedimentación del material clástico debido a la pérdida de la capacidad del agente de seguir transportándolo, a la precipitación química o bioquímica cuando las condiciones fisicoquímicas o biológicas así lo determinan. Sedimento es el agregado inconsolidado o suelto de materiales depositados. Las **Cuencas Sedimentarias son** ambientes geográficos, tanto continentales como marinos o mixtos, donde van a depositarse los sedimentos y que son de variada amplitud. Caso de la llanura pampeana, Mesopotamia y Región Chaqueña.

El ***Loess***, ejemplo más importante en la región pampeana Argentina, contiene gran proporción de limo y más bien baja de arcilla, más de 50% de fracción limo y menos del 1% de arena gruesa; carbonato de calcio y diversos materiales de origen volcánico.

Al loess pampeano, variedad sudamericana se le atribuye un origen eólico y una edad reciente. Es friable, poroso, de buena permeabilidad y de color rojizo amarillento por la presencia de minerales férricos. Ha dado origen a los mejores suelos agrícolas argentinos con buenas condiciones físicas y riqueza en nutrientes.

En la cuarta fase sobrevienen procesos que dan lugar a la litificación de los sedimentos y se la denomina ***diagénesis.*** Es el conjunto de cambios fisicoquímicos que sufre el sedimento desde su depositación y que da como resultado la consolidación y endurecimiento de la roca. Cabe aclarar que los procesos de litificación se producen a presiones y temperaturas no mucho mayores que las reinantes en la superficie terrestre, por ello deben excluirse los procesos provocados por cambios radicales de temperatura y presión ya que los mismos van a dar lugar a la formación de otro tipo de rocas denominadas metamórficas. En la diagénesis se cumplen etapas:

Compactación: tiene como consecuencia la disminución de la porosidad total y por ende del volumen de un material sedimentario por efecto de la presión. Ocurre en general, con pérdida de agua.

Cementación: consiste en la deposición de una sustancia formada por precipitación de soluciones intersticiales, que actúa corno ligante entre los elementos detríticos (clásticos) de una roca. Los cementos más comunes son cuarzo y calcita, siguiendo a cierta distancia, dolomita, siderita, calcedonia, ópalo, óxidos de hierro y otras de menor importancia agronómica.

Autigénesis: Formación de nuevos minerales (autigenos) durante o después de su depósito, ya sea, por introducción de sustancias nuevas o por modificación de 1os componentes originales. Los minerales autígenos más comunes son feldespatos, cuarzo, carbonatos y cloritas.

Recristalización: proceso de solución y cristalización in situ de los minerales de una roca. No hay formación de minerales diferentes de los originales pero si modificación de su tamaño, forma y ordenamiento. Salvo en las rocas de origen químico, la cristalización es bastante limitada, pese a lo cual le puede otorgar a una roca detrítica una marcada consolidación.

Intercambio de bases: reacción entre un sólido y una solución, a presión y temperatura ordinarias, por la cual los cationes de la solución entran a ocupar ciertas posiciones especiales en el sólido; por lo tanto, influye en la composición química de una roca sedimentaria. Salvo en las zeolitas, este proceso está limitado a la superficie externa de los minerales.

Esta última etapa puede no cumplimentarse dejando un sedimento sin consolidar, como ocurre con el loess de la pampa húmeda o los sedimentos fluviales de la región Chaqueña.

Clasificación de las rocas sedimentarias

Los procesos genéticos que dan lugar a estas rocas son complejos y frecuentemente operan varios en forma conjunta o sucesiva. Las propiedades morfológicas desde el punto de vista agronómico, agrupan y describen a los materiales y rocas sedimentarias según propiedades que, además de poderse observar en forma más o menos directa, son las que transmiten al suelo su comportamiento en las relaciones con el agua y con las plantas.

La clasificación propuesta las agrupa en:

- **Rocas detríticas**
- **Rocas de origen químico**
- **Rocas organógenas**

Esto nos servirá de punto de partida para el ordenamiento que intentaremos seguidamente.

González Bonorino, F. (1972) propone para los materiales sedimentarios, consolidados o no (es decir rocas y sedimentos, respectivamente), la clasificación que con algunas adaptaciones presentamos en el Tabla 4.

Detríticas o clásticas		**De origen químico**			**Organógenas**
Inconsolidadas	**Consolidadas**	**Evaporitas**	**Precipitadas**	**Residuales**	**Esqueletales**
Aglomerado Grava Arena Limo Arcilla	Brechas y Conglomerados Arenisca Limolita Pelita Lutita	Anhidrita Yeso Sal gema	Calizas Dolomias Fosforitas Ftanita	Regolitas Lateritas Bauxitas	Calcáreas Silíceas

Tabla 4. *Clasificación de las rocas sedimentarias*

ROCAS DETRITICAS

Aglomerado: sedimento formado en su mayor parte por clastos mayores de 256 mm (límite propuesto por la escala de Wenworth).

Grava**:** sedimento formado por clastos de más de 2 mm y menos de 256 mm.

Respecto a los aglomerados y las gravas corresponde aclarar que difícilmente éstos se presentan como únicos constituyentes de un sedimento, sino que están inmersos en un material, más fino, que recibe el nombre de matriz y que ocupa cuando menos los intersticios dejados por los clastos más grandes.

Arena: sedimento formado por clastos que en Edafología se aceptan comúnmente los límites 50 μm y 2 mm. Son granos de cuarzos, feldespatos y otros minerales, no consolidados entre si y acarreados y depositados por el viento o por el agua. Las hay de origen marino o continental. Forman dunas o médanos que pueden generar suelos si se inmovilizan.

En estos casos, su fertilidad depende de la composición mineralógica. Ocupan amplias extensiones en la Argentina, especialmente en las costas Atlánticas de Buenos Aires (arenas calcáreas con fragmentos de conchillas, o ferruginosas con abundante magnetita), y en las regiones áridas centrales donde forman médanos continentales (arenas de grano fino).

Limo**:** sedimento compuesto en su mayor parte por clastos comprendidos entre 1/16 y l/256 mm. En Edafología se aceptan comúnmente los límites 50μm - 2μm. El mineral más abundante es el cuarzo y le siguen feldespato, micas, arcillas. Los granos tienen sólo moderado grado de esfericidad y redondeamiento.

Los hay de diversos orígenes: marinos, lacustres, eólicos. En Edafología tienen particular importancia estos últimos.

En la región pampeana el loess (del alsaciano, lóss) es el principal material generador de los suelos. Según el American Geological Institute 1957 (citado, por González Bonorino F. 1965) el loess es "un sedimento comúnmente sin estratificación ni consolidación, compuesto dominantemente por partículas de tamaño limo, ordinariamente con arcilla y arena accesoria, depositado principalmente por el viento."

En el mismo año, Pettijohn F.J. da la siguiente definición "El loess es un limo sedimentario no consolidado de color castaño claro (localmente gris, amarillento, castaño o rojizo) caracterizado por su falta de estratificación y notable facultad para mantenerse en *frentes verticales*."

La propiedad de mantenerse en paredes verticales se debe a la combinación de su reducida densidad y elevada fricción interna causada por la forma irregular de las partículas, unido a la falta de estratificación han hecho que en general se lo considere de origen eólico (González Bonorino F. & M. Teruggi, 1952).

El Loess se presenta en forma de mantos delgados generalmente con espesores de menos de 30 m (Pettijohn F.J, op. Cit.), aunque González Bonorino F. (1965) cit. encontró profundidades máximas de 44 m en las cercanías de la ciudad de Bs. As.

El loess ocupa vastas áreas en Argentina, Alemania, China, EEUU de América y URSS (Dregne, H.E, 1976) y probablemente, exista una alta coincidencia entre las zonas de loess, y los suelos clásicamente conocidos como chernozem (del ruso chernóziom, tierra negra), suelos fértiles ricos en materia orgánica, que son los que le

han dado a dichas regiones su notoria riqueza agrícola. En la clasificación del Soil Taxonomy pueden encontrarse dentro de los Molisoles y Alfisoles.

En cuanto a la *composición mineralógica* poseemos únicamente datos de Argentina. González Bonorino 1965 menciona cuarzo; plagioclasas, feldespatos alcalinos, hornblenda, piroxenos, micas, apatita, vidrio volcánico y litoclastos (fragmentos de rocas ácidas y básicas) en cuanto a la arcilla, se determinó montmorillonita, illita y caolinita.

Es obviamente esta diversidad mineralógica la que le otorga al loess su *fertilidad.* La composición no es uniforme: varia tanto vertical como horizontalmente.

Fidalgo F. (1967) y Merea Llanos A.C. (1981) hablan respectivamente de "Limo parecido a loess" y "Limos arenosos" en el Valle de Catamarca.

Merea Llanos indica la siguiente mineralogía para los limos arenosos: abundante biotita, cuarzo con extinción ondulante, féldespatos alterados, trizas de vidrio volcánico y pocas plagioclasas ácidas. Entre los minerales pesados, abundantes opacos (no traslucidos) y en menor proporción apatita, hornblenda, granate, epidoto, turmalina y circón; en cuanto a las arcillas, illita 85%, caolinita 10% y montmorillonita 5%.



Foto 9*. Formas eólicas de arena. Dunas*

Arcilla**:** sedimentos formados predominantemente aunque no exclusivamente, por detritos de tamaño inferior a 2 μm; se considera arcilla todo sedimento donde la fracción granulométrica arcilla esté presente por lo menos en un 50%, pudiendo el resto estar constituido por granos de arena, carbonatos.

Son sedimentos de aspecto terroso, donde la fracción arcilla siempre es criptocristalina y que se vuelven plásticos cuando se saturan de agua.

Los depósitos de arcilla son en general masivos, la coloración puede ser blanca, grisácea o verdosa, la rotura es irregular.

Algunas variedades presentan capas arenosas, micáceas o calcáreas que alternan con la arena pura. Estas variedades son conocidas bajo el nombre de lutitas las que presentan fisilidad, o sea, la propiedad de separarse según superficies planas paralelas.

Agronómicamente, un sedimento arcilloso resulta francamente desfavorable, por su consistencia dura o muy dura cuando seco, plástica cuando mojado, su escasa o nula proporción de poros medios y grandes que posibilitan el desarrollo de las raíces de las plantas.

Brecha: los clastos son angulosos, por no haber sufrido acarreo o por que este ha sido breve. También pueden presentarse consolidadas por una matriz o cemento, o sueltas (escombros, pedreros). Son muy comunes en zonas serranas (faldeo de los cerros) o en las mesetas y antiplanicies de nuestra zona árida.

Conglomerados y brechas aflorantes pueden brindar al suelo condiciones extremas de drenaje interno (impedido o excesivo), según estén o no consolidadas.

Conglomerado: roca sedimentaria formada por clastos redondeados de fracción grava. La composición de los clastos puede ser de un solo tipo litológico (oligomictico) o más de un tipo (polomictico). Rocas de este tipo intervienen en la formación de muchos suelos argentinos (costa del río Uruguay, Tucumán, Mendoza, Patagonia).

Arenisca: están compuestas por arenas, consolidadas o cementadas por calcáreo, arcilla, oxido de hierro, sílice. Se distinguen de esta manera: areniscas calcárea, arcillosos, forman suelos livianos. En Misiones (areniscas ferruginosas), Entre Ríos, Oran, Sierra de la Ventana, sedimentita resultante de la consolidación de una arena cuarzosa. El cuarzo debe alcanzar como mínimo 35% entre los componentes detríticos.

ROCAS DE ORIGEN QUÍMICO

Evaporitas

Anhidritas *y* ***yeso***. La anhidrita (yeso deshidratado) forma rocas traslúcidas, blancas, grisáceas o verdosas. Las rocas de Yeso son extraordinariamente polimorfas.

Cabe señalar, siguiendo a Duchaufour P. H. 1968 y 1970, que los suelos yesíferos no se forman sino:

a) en situación de montaña donde la intensa erosión y consiguiente deposición pusieron en contacto el material yesífero con la tierra -en esos casos escasa- que permita la instalación de plantas.
b) en las regiones de estepa áridas, donde se presentan asociados a los suelos salinos. En los mismos el yeso se presenta cementando el material detrítico del suelo (horizonte gypsico, USDA 2010). En la periferia del salar Del Pipanaco (Catamarca), se ha constatado la presencia de horizontes yesíferos



Foto 10. *Gipsita*

Precipitados

Caliza: son rocas formadas esencialmente por calcita de origen químico o formadas por organismo. En cuanto a las calizas de origen químico, se las subdivide por su aspecto microscópico en: microgranulares, granulares, nodulares (formadas por nódulos de calcita que pueden ser de tamaño de una nuez, envueltas por un cemento calcáreo-arcilloso).

Calizas-arcillosas, Margas y arcillas calcáreas.

Las margas son sedimentitas compuestas por partes aproximadamente iguales de arcilla y de carbonato de calcio, aunque por extensión se aplica esta denominación a las calizas arcillosas y arcillas calcáreas. Puesto que son las mismas condiciones físico-químicas, (temperatura del agua y su tenor en CO_2 y en cationes alcalino-térreos) las que producen la precipitación del carbonato de calcio así como la floculación de la arcilla.

Según 1as proporciones relativas de arcilla y de carbonato de calcio se distingue:

	Arcilla (%)
Calizas	0 -5
Calizas arcillosas	5 -35
Margas	35 - 65
Arcillas calcáreas	65 - 95
Arcillas	95 - 100

Un carácter distintivo de las margas es reaccionar al HCl diluido.

En cuanto a génesis de suelos, estos materiales dan lugar a la formación de diversos suelos, pero parecen ser el material obligado para la formación de ***Vertisoles.***

Dolomías: son rocas cuyo constituyente esencial es la dolomita: $CaMg(CO_3)_2$. Por lo común se originan pos sustitución metasomatica Del Ca^{2+} por el Mg^{2+} el cual ocurre en medio acuoso. Según las proporciones relativas de calcita y dolomita, se distinguen:

	dolomita (%)
Calizas	0 - 5
Calizas magnesianas	5 - 10
Calizas dolomíticas	10 - 50
Dolomias calcáreas	50 - 90
Dolomías	90 - 100

Rocas fosfatadas

Desde el punto de vista edafológico las rocas fosfatadas no constituyen material generador de suelos, pero son importantes como materia prima de fertilizantes fosfatados.

Las rocas fosfatadas (Jung J. 1963) están formadas esencialmente de *colofán*, variedad criptocristalina de apatita que se presenta a veces formando granos o concreciones, o impregnando calizas.

Siempre según Jung (op.cit.), e1 fósforo contenido en los organismos es liberado tras su muerte mediante la acción de bacterias.

Las aguas enriquecidas en fosfatos van a dar al mar, donde pueden impregnar fangos calcáreos. Allí se produce la sustitución meta somática del $CO_3^{=}$ por el PO_4^{3-}, o sea el pasaje de calcita a colofán.

El ciclo exógeno de las rocas fosfatadas puede ser:

La fuente original de fósforo es la apatita contenido en las rocas, el que se disuelve lentamente pudiendo así ser absorbido por las plantas y luego por los animales.

El fósforo contenido en los organismos, tras su muerte es liberado mediante acción de 1as bacterias. Las plantas superiores contienen poco fósforo (0,3 % del peso de su materia seca) pero en los animales cerca del 20 % del esqueleto es fósforo.

Las aguas superficiales contienen fósforo en una concentración muy baja, aproximadamente 20 μg/l (2 X 10^{-8} ppm). En los océanos el contenido medio de fósforo en fosfatos es de 90 μg/1.

En ciertas regiones oceánicas (por ejemplo en el océano Pacifico frente a California) los fondos marinos contienen apreciables cantidades de nódulos fosfatados con 18 a 30 % de P_2O_5 y 30 a 50 % de CaO (González Bonorino F, 1972). Allí debió producirse la sustitución metasomática del CO_3^{2-} por el PO_4^{3-}, o sea el pasaje de calcita a colofán.

Cuando las rocas fosfatadas así formadas son elevadas por movimientos orogénicos, quedan expuestas a la acción de la intemperie y comienza la disolución de carbonatos y fosfatos. Estos últimos, menos solubles precipitan primero, rellenando cavidades, formando colofán concrecionado conocido como fosforita (Jung J. 1963).

ROCAS RESIDUALES

Durante los procesos de alteración de la roca original se generan por hidrólisis, quelación, o simple disolución, productos solubles que migran y dan lugar a las evaporitas y a los precipitados.

Aquí se tratarán los residuos sólidos de esa alteración los que por tales han permanecido in situ: rocas residuales.

La génesis de las rocas residuales depende de la naturaleza de la roca original y de los procesos de alteración en superficie que esta haya sufrido. En parte puede considerarse que coincide con una evolución edafológica. Por lo tanto, la distinción entre roca residual y suelo no siempre es clara.

Regolitas residuales (del qr. régos, manto).

Se llama regolita a la parte superficial de 1as rocas de la corteza, afectada por la alteración.

Tomando como ejemplo la alteración del granito ésta difiere según ocurra en región templada o tropical. En región templada, los granitos se transforman en una regolita donde los minerales resistentes (cuarzo y muscovita) permanecen inalterados, mientras que los feldespatos intermedios comienzan por fracturarse según sus planos de clivaje, alterándose para formar montmorillonita, illita y caolinita residuales.

Esta regolita recibe en el lenguaje técnico informal, el nombre de "granito podrido".

En regiones tropicales con fuerte pluviosidad los silicatos resultan transformados en caolinita, con excepción del cuarzo, circón y otros muy resistentes; la mayor parte de

las bases solubles son eliminadas por el agua. La roca residual queda constituida por minerales resistentes, arcilla y compuestos férricos de muy baja solubilidad que precipitan dándole al material coloración roja. Regiones ecuatoriales muy extensas quedan así recubiertas por "arcillas rojas" cuyo espesor puede alcanzar algunas decenas de metros, Jung J. 1963.

Lateritas (latin later, ladrillo).

Depósito residual de las regiones tropicales y subtropicales, blando cuando húmedo pero duro al secarse, de color rojo o castaño, constituido por una mezcla de óxidos hidratados de hierro e hidróxidos de aluminio en diversas proporciones; pueden formarse a expensas de cualquier roca pero a menudo provienen de la alteración de basaltos (González Bonorino F. & M. E. Teruggi 1952).

Lateritas Férricas. Son las lateritas en el sentido más corriente del término, son de color rojizo o pardo y están constituidas esencialmente por goethita y limonita.

En la mayoría de las regiones tropicales las lateritas forman en superficie una costra dura denominada coraza, Figura 3.

Según estos autores estas corazas se forman por ascenso de soluciones que provienen de los materiales subyacentes.

Comparando mapas de suelos con mapas climáticos del mundo, (Tricart, J. & A. Cailleux, 1965; Donahue R. L. et al., 1981) los suelos lateríticos ocurren preferencialmente en regiones de climas húmedo y perhúmedo donde la lixiviación parece más posible que la concentración por ascenso.

En tal sentido consideramos acertada la explicación que ofrece Millot G. 1964, según dicho autor, la formación de corazas consiste esencialmente en una acumulación de sesquióxidos de hierro y eventualmente de aluminio por la migración lateral de aguas subsuperficiales en un material permeable; esta agua contiene formas solubles de hierro que por oxidación precipitan y se acumulan bajo la forma de hidróxidos en la zona de oscilación de las napas subterráneas.

Bauxitas. *R*ocas residuales compuestas esencialmente por óxidos de aluminio (gibbsita y diásporo). Aspecto terroso, color amarillento o blanquecino cuando son puras (González Bonorino & Teruggi, 1952).

Para formarse necesitan de rocas por lo menos, relativamente pobres en SiO_2 (sienitas, por ejemplo). Las bauxitas es la fuente principal de donde se extrae el aluminio.

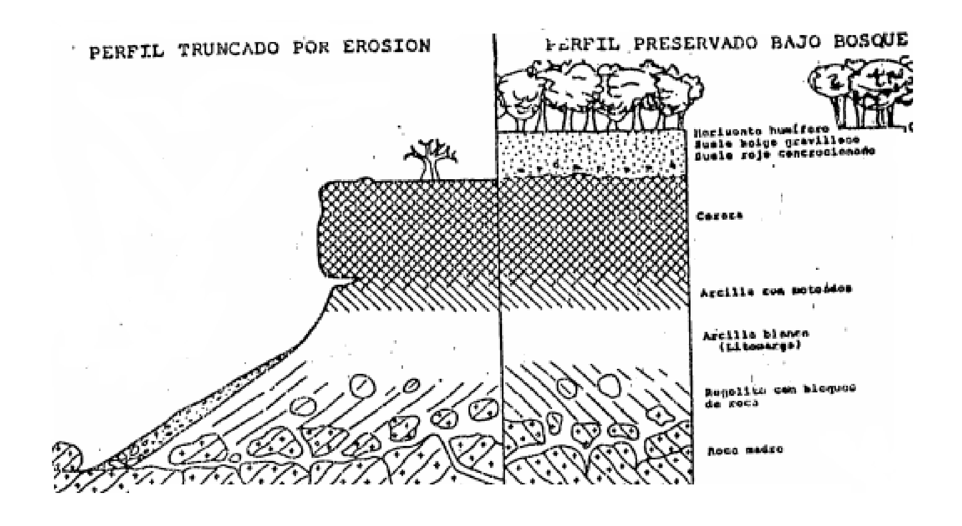


Figura 3. *Efecto de la erosión por deforestación en suelo oxido.*

ROCAS ORGANÓGENAS

Las rocas organógenas están formadas por restos orgánicos o los contienen en una proporción apreciable, mineralizados en ¨esqueletos¨ de organismos acuáticos, que al morir forman depósitos en los fondos marinos o lacustres, los que por movimientos tectónicos o cambios en el nivel del mar, emergen y comienzan su proceso de diagénesis o litificación. En el litoral fluvial y marítimo de la Argentina existen extensas áreas con aportes de moluscos bivalvos, ***formando bancos de conchillas***, generalmente ordenados en forma subparalela a la costa, sub orden Redoles (USDA, 2010).

Diatomita. Roca silícica y sedimentaria de origen biogénico, compuesta por esqueletos fosilizados de las frústulas de las diatomeas. Se forma por la acumulación sedimentaria de esqueletos microscópicos de algas unicelulares y acuáticas, además de esqueletos opalinos fosilizados de la diatomea. Los esqueletos se componen de la sílice amorfa. La diatomita se forma por la acumulación sedimentaria hasta formar grandes depósitos con un grosor suficiente para tener un potencial comercial.

3.- ROCAS METAMORFICAS

Metamorfismo proceso que consiste en la acomodación mineralógica y estructural de las rocas a nuevas condiciones físico-químicas diferentes a las originarias; a profundidades mayores a las de zonas superficiales de meteorización y cementación de los ciclos sedimentarios.

Todo tipo de roca (ígnea, sedimentaria y aún metamórfica) puede ser transformada mediante metamorfismo en una o varias clases de rocas según la intensidad de los factores que intervienen. Los minerales existentes se transforman en otros que son estables en las nuevas condiciones de ***temperatura y /o presión***.

Las rocas metamórficas han permanecido esencialmente sólidas durante todos los procesos de formación y reconstitución química, aunque hayan intervenido en el desarrollo de las reacciones químicas fluidos activos, pero los cuales constituyen una pequeña fracción de la masa reaccionante.

Factores que intervienen en la acción del metamorfismo

Se destacan la temperatura, presión y la presión de fluidos:

Temperatura

Muchas rocas sufren procesos metamórficos por elevación de la temperatura debido a las reacciones químicas que se producen entre sustancias sólidas. Es necesaria la superación de determinada temperatura crítica para que se produzcan y aceleren la mayoría de las reacciones. Esta elevación puede ser debida a diversos factores, entre ellos:

- Regiones profundas sometidas a calor por proximidad con el manto
- Gradiente geotérmico que se manifiesta por una elevación media de la temperatura de 1^{o}C cada 33m a medida que se profundiza hacia el interior de la tierra a profundidades de 10 a 20 km es de esperar temperaturas entre 250 a 450 ^{o}C.
- Radiactividad que puede agregar sus efectos locales al del gradiente geotérmico.
- Inyección del magma; la temperatura de la roca intruida va a depender de la temperatura, tamaño y profundidad del magma.
- Fricción entre rocas que pueden haber sido motivado por procesos de acomodación o deformación mecánica.

Presión

En los procesos metamórficos podemos encontrar que actúan dos tipos de presión, cuyos efectos difieren:

- Presión litostática: producida por el peso de las rocas suprayacentes y que aumenta con la profundidad. Este tipo de presión es del tipo hidrostática, es decir que se manifiesta en todas direcciones como si actuara en un medio líquido.
- Presión stress: que se origina en zonas de deformación de la corteza terrestre. Esta presión a diferencia de la anterior es orientada, cuyos efectos son más intensos que la carga litostática.

Presión de fluidos

Los líquidos y gases que han quedado encerrados en las rocas durante su formación a elevadas temperaturas, y presiones que existen durante los procesos metamórficos crean una presión de fluidos, originando cambios aún a considerable distancia. Estos fluidos son entre otros: vapor de agua, CO_2, B y Cl.

Otro factor importante es la composición de la roca original o roca madre, ya que su composición química y mineralógica va a incidir marcadamente en la nueva roca formada. Por ejemplo las calizas ($CaCO_3$) por metamorfismo originan mármoles de similar composición química.

Además a partir de una misma roca madre puede surgir más de un tipo de roca metamórfica de acuerdo con la intensidad del metamorfismo que ha actuado. Por ejemplo a partir de una pelita (sedimentaria) puede aparecer una pizarra si el metamorfismo es débil o un esquisto si es mas intenso que el anterior.

También es importante el tiempo que han actuado los distintos procesos metamórficos. Ninguno de los factores antes mencionados actúa en forma independiente sino lo hacen en forma conjunta y con distinta intensidad.

Cuando el proceso metamórfico se produce bajo condiciones de presiones dirigidas y existen minerales que puedan desarrollar un hábito planar o prismático, éstos suelen crecer orientados, disponiéndose perpendiculares a la dirección desde la que se ejercen las presiones máximas.

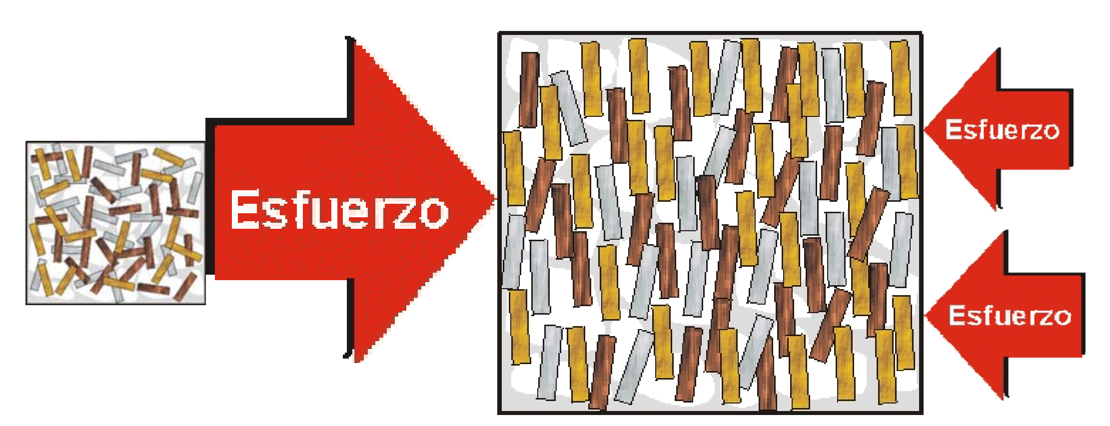


Figura 4. *Esquema de formación de rocas metamórficas*

Desarrollándose en este caso una fábrica planar en la roca denominada foliación. Existen diferentes tipos de foliación, dependiendo del grado metamórfico alcanzado y de la mineralogía de la roca inicial:

Pizarrosidad. Este tipo de foliación está definida por la cristalización orientada de minerales planares muy pequeños, no visibles a simple vista (fundamentalmente micas). La Pizarrosidad es característica de condiciones de bajo grado metamórfico (baja presión y temperatura).

Esquistosidad. Cuando aumenta el grado metamórfico los minerales planares aumentan de tamaño y son visibles a simple vista. En algunos casos en las superficies de foliación se observan grandes placas de micas, que le dan un aspecto escamoso. La esquistosidad es característica de condiciones de grado metamórfico medio - alto.

Bandeado gnéisico. Durante el metamorfismo en grado alto las migraciones iónicas pueden ser lo suficiente grandes como para causar, además de la orientación de los minerales con hábito planar, la segregación de minerales en capas. Estas segregaciones producen bandas de minerales claros y oscuros, que confieren a las rocas metamórficas un aspecto bandeado muy característico. A este conjunto lo denominamos bandeado gnesico, y es propio del metamorfismo de alto grado.

El tipo de foliación está también relacionado con el tamaño de grano y, por tanto, con el grado de metamorfismo que ha sufrido la roca. Las rocas que presentan pizarrosidad tienen el grano muy fino o fino, las que presentan esquistosidad tienen el grano grueso y, por último, las que tienen bandeado gnéisico definido tienen el grano grueso o muy grueso.

Condiciones de temperatura	Incremento del grado de metamorfismo →		
	Grado bajo (200º)	Grado intermedio	Grado alto (800)
Composición mineral	Clorita (mica) Muscovita (mica) Biotita (mica)	Granate Estaurolita	Andalucita Sillimanita
	Cuarzo		
	Feldespato		
Tipo de roca	Inalterado Pizarra	Esquisto	Gneis Fundido

Tabla 5. *Grados de metamorfismo de rocas metamórficas.*

En la Tabla 5 se desprende que: *grado bajo* se interpreta que podemos encontrar Pizarras compuestas por minerales indicadores de bajo grado de metamorfismo (Clorita, Muscovita, Biotita) con Cuarzo y Feldespato. Mientras en el otro extremo de *alto grado* de metamorfismo, el Gneis se compone de silicatos índices como: Granate, Estaurolita, Andalucita, Sillimanita y los tectosilicatos Cuarzo y Feldespato.

Tipos de Metamorfismo

De acuerdo a los factores que ya hemos visto, podemos distinguir dos tipos de metamorfismo principalmente; uno actúa a escala regional de influencia en extensas áreas y el otro local.

Metamorfismo regional

Es el que se desarrolla en grandes áreas de cientos o miles de kilómetros cuadrados. Se los halla generalmente en las raíces de las montañas plegadas y en los escudos precámbricos continentales. Parece razonable suponer que esas rocas corresponden a zonas profundas de la corteza y este proceso aportó las altas temperaturas (350 a 700°C) y presiones muy elevadas, superiores a los 1.000 Bar.

Ejemplos de Metamorfismo regional:

***Pizarra**:* roca de color gris oscuro a negro, grana fino, esquistosidad marcada; altamente fisible por la alineación paralela de pequeños filosilicatos mayores de 50%. Roca madre: pelita.





***Foto11**. Rocas metamórficas.* ***Foto 12**. Observese el bandeado.*

http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/casado/GEORED/Endogenas/igneas.htm

***Filita**:* gris verdosa, brillo sedoso, grano fino ligeramente mayor que el de la pizarra; esquistosidad marcada. Filosilicatos abundantes. Roca madre: pelitas.

Esquistos: colores variados; tamaño de grano generalmente mediano frecuentemente grueso; esquistosidad marcada. Roca madre: pelitas y psamitas.

Gneis: gris verdoso a rosado, grano mediano a grueso, bandeado, con folias de distinta composición, generalmente cuarzo-feldespáticas. Roca madre: ígnea (ortogneis), pelita, psamitas (paragneis).



Foto 13. *Gneis.*

http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/casado/GEORED/Endogenas/metamorficas.htm

Mármol: blanquecino o gris claro, grano fino a grueso, maciza, compuesta generalmente por calcita y/o dolomita. Roca madre: calizas.

Cuarcitas: (metacuarcitas) colores variados generalmente blanquecinos, tamaño de grano fino a mediano, maciza, compuesta principalmente por cuarzo recristalizado. Roca madre: cuarcita (ortocuarcita).



Foto 14. *Cuarcita.*

http://www.uam.es/personal_pdi/ciencias/casado/GEORED/Endogenas/igneas.htm

Metamorfismo Local

Metamorfismo de Contacto

Se desarrolla en zonas o aureolas adyacentes a los cuerpos plutónicos. Las rocas se hallan más profundamente modificadas cuanto más cerca están de la roca ígnea, formando así una sucesión de aureolas o zonas concéntricas. Su área de influencia es reducida frente al metamorfismo regional ya que abarca cientos de metros en casos de grandes cuerpos plutónicos. Temperaturas de 350 a 1.000°C. Ejemplos:

Hornfels: son rocas de colores oscuros; el tamaño es de grano fino, maciza, puede presentar fractura concoide. Composición mineral variada. Roca madre: pelitas, psamitas.

Esquistos *y* ***Pizarras*** *moteadas*: presentan las características de esquistos y pizarras regionales que han desarrollado porfiroblastos de granate, andalucita. Roca madre: pizarra, filitas, esquistos regionales.

Mármoles *y* ***cuarcitas***: idénticas características que las regionales.

Skarn: roca de colores variados de grano grueso, maciza. Están compuestas principalmente por calcita, epidoto y granate. Roca madre: caliza en la que hubo metasomatismo del cuerpo plutónico.

Metamorfismo dinámico

Se lo ubica en zonas de intensa dislocación como lo son las zonas de fallas y/o de intenso plegamiento. Su principal control es la presión stress. Ejemplos:

***Cataclasita*: roca de colores variados dependiendo de la roca original; maciza, tamaño de grano fino a grueso.

Milonitas: generalmente de colores oscuros y grano fino, maciza, aunque puede presentar esquistosidad.

Períodos geológicos de la historia de la tierra

Los períodos más antiguos en la parte inferior; las cifras indican la duración aproximada en millones de años.

Era	**Período**		**Animales y plantas predominantes; principales acontecimientos**
Cuaternario 1	Reciente		Animales y plantas recientes; expansión del hombre
	Pleistoceno		Extinción de muchas especies vegetales y animales; glaciaciones
Terciario Cenozoica 75	Plioceno	9	Mamíferos, plantas herbáceas; aparición del hombre
	Mioceno	20	Mamíferos, aves, angiospermas
	Oligoceno	10	Mamíferos, bosques
	Eoceno	20	Herbívoros, angiospermas
	Paleoceno	15	Reptiles, mamíferos, angiospermas
Secundaria Mesozoica 130	Cretácico	60	Reptiles, gimnospermas
	Jurásico	30	Cicadíneas, dinosaurios
	Triásico	40	Cicadófilas, dinosaurios
Primaria Paleozoica 295	Pérmico	25	Primeras coníferas
	Carbonífero	50	Flora del carbón; vegetación exuberante
	Devónico	45	Plantas vasculares
	Silúrico	35	Primeros fósiles de plantas terrestres
	Ordoviciense	65	Retiro de los mares. Actividad volcánica.
	Cámbrico	75	Vida sólo en los mares.
Proterozoica 900			Plegamientos y cordones montañosos.
Arqueozoica 500			Plegamientos y cataclismos, grandes cadenas montañosas.
Azoica 4600			Origen del planeta.

Tabla 5*. Eras geológica. Las cifras indican millones de años.*

Mapa de distribución de rocas en Argentina

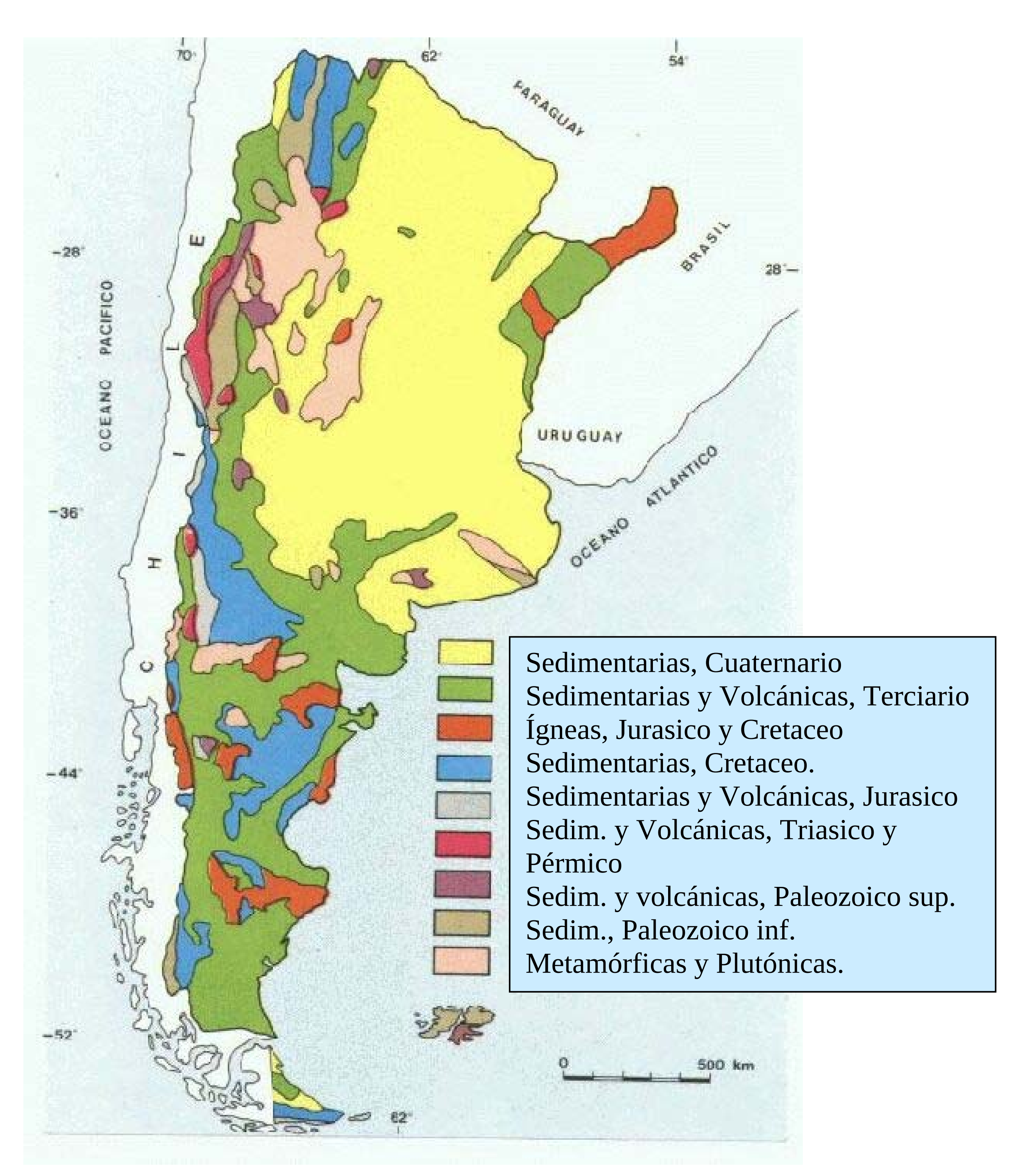


Figura 5. *Importancia de las diferentes familias de rocas en la republica argentina*

EJEMPLOS REGIONALES



Foto 15. *Metamórficas en sistema Tandilia con forestación.*

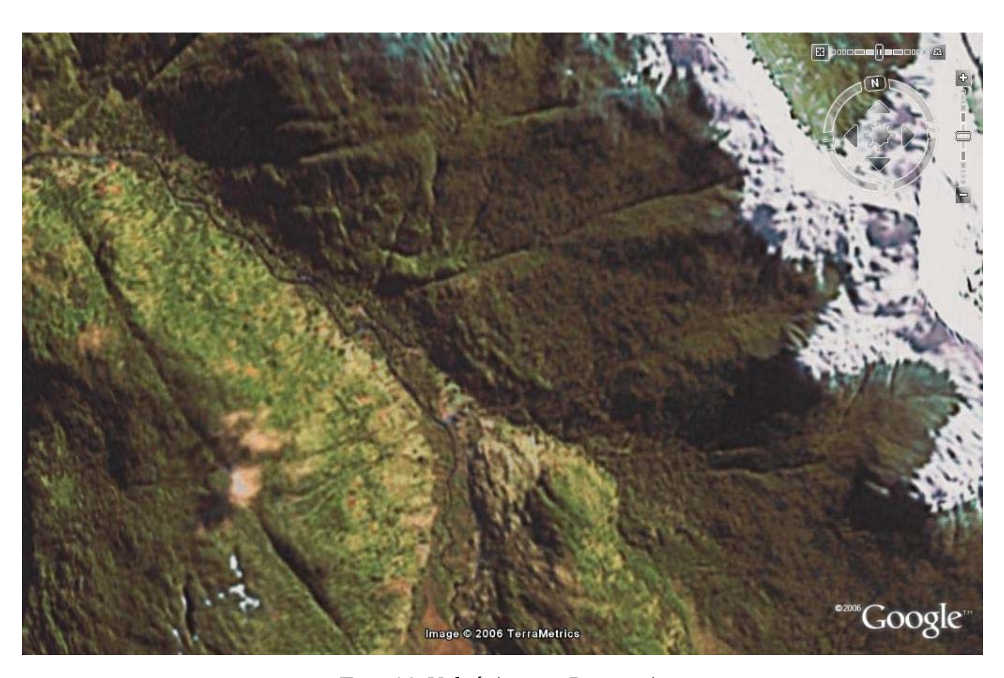


Foto 16. *Volcánicas en Patagonia*



Foto 17. *Cultivos sobre suelos loessicos.*



Foto 18 *Cultivos bajo riego en suelos aluvionales.*

Bibliografía

Devlin P.C. 1976. Fisiología Vegetal. Omega, Barcelona

Donahue, R. L., R. W. Miller y S. C. Schickluna 1981. Introducción a los suelos y al crecimiento de las plantas, Prentice-Hall International. Madrid, España

Dregne, H .E, 1976. Soil of arid regions: Developments in soil science Vol 6. Amsterdam the Netherland. Elsevier.

Duchaufour, P. H. 1970. Precis de pédologie. Paris. Masson.

Duchaufour, P. H. 1975. Manual de Edafología. Toray-Masson. Barcelona. 476p

Fidalgo, F. 1967. Geología del Pleistoceno del Valle de Catamarca. Inst. Nac. de Geología y Minería. Informe inédito.

González Bonorino, F. 1972. Descripción geológica de la hoja 13C, Fiambala, Provincia de Catamarca. Bol 127. Dir. Nac. Geol. Y Min Buenos Aires

González Bonorino, F. y M. Teruggi, 1952. Léxico sedimentológico. Inst. Mac. de Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales; Publicación didáctica Nº 6: 150 pp. Buenos Aires.

Jung, J. 1963. Precis de petrographie. Roches sedimentairias, metamorphiques et eruptives . Masson Cie.

Merea Llanos, A.C. 1980. Geología y Prospección Hidrogeológica De La Zona Sur Del Campo Del Arenal. Pcia. de Catamarca R. A. G. A. Tomo XXXV 4:453-459.

Millot, G. 1964. Geólogie des Argiles. Mason, Ed. Paris 450p.

Pettijohn, F.J. 1963. Rocas sedimentarias. Buenos Aires. Eudeba. Editorial Universitaria de Buenos Aires. 731 p.

Sivori, E.M.; E.R. Kontaldi y O.H. Caso. 1980. Fisiología vegetal. Hemisferio Sur, B, Aires

Tricarl, J. 1967. La Geomorfología de la pampa deprimida como base para los estudios edafológicos y agronómicos. INTA.

Tricart, J. y Cailleux, C. 1965. Traité de géomorfhologie. S.E.D.E.S Paris

CAPÍTULO II

MINERALES PRIMARIOS:
PROPIEDADES Y CLASIFICACIÓN

El presente capítulo se basa en el material elaborado por el ex-Profesor Titular de Edafología Hugo da Silva (1985-1993)

Minerales



La litosfera está compuesta por rocas y éstas por minerales. La interacción de la atmósfera, hidrósfera y la biosfera provocan la alteración de minerales y la subsiguiente liberación de nutrientes para las plantas. La intensidad potencial de esta alteración dependerá de cómo interactúan la temperatura, la humedad y la actividad biológica; esta última fundamentalmente por sus productos orgánicos y por su influencia sobre la química del medio. Frente a lo cual se presenta la capacidad de reacción de los distintos minerales; por ejemplo dos minerales diferentes que contienen el mismo nutriente; sometidos a condiciones de alteración similares, uno puede liberar ese nutriente y el otro no lo hace, o lo libera en menor medida.

Un concepto de mineral

Un mineral es un sólido, natural y homogéneo, formado por un proceso inorgánico, con una composición química definida y una organización atómica ordenada.

Condiciones que debe reunir una sustancia para ser un mineral:

l- Tener un origen natural (se excluyen las sustancias obtenidas por síntesis en laboratorios).

2- Tener composición homogénea lo que se traduce en la uniformidad de sus propiedades físicas y químicas, dentro de ciertos 1ímites.

3- Ser de origen inorgánico, salvo unas pocas excepciones, como sales de ácidos orgánicos: Humboldtína (oxalato de hierro), melita (melato hidratado de aluminio).

4- Poseer una estructura cristalina. Es decir, que sus átomos posean una disposición geométrica regular que se repite periódicamente en todas direcciones en el interior de la sustancia cristalina. Las sustancias que no presentan estructura cristalina se denominan amorfas.

Clasificación de los minerales

Desde el punto de vista de su génesis los minerales pueden agruparse en:

Minerales primarios: son los que derivan de la solidificación por enfriamiento de una masa magmática.

Minerales secundarios o deutéricos: Aquellos que se forman en superficie o cerca de ella, a partir de los productos de la alteración de otros minerales primarios.

Enlaces químicos y estado sólido

Los elementos simples comúnmente no se encuentran en la naturaleza al estado puro ni en forma aislada, sino formando mezclas y combinaciones; estas últimas son las predominantes en la litosfera.

Las combinaciones se producen según la ley del enlace químico y del estado sólido.

Enlace iónico. En la litosfera son los más frecuentes. Dan compuestos de punto de fusión relativamente alto. Se los encuentra en un amplio espectro de rocas y minerales, ej. evaporitas, silicatos.

Enlace covalente. Los compuestos que presentan exclusivamente este enlace son de solubilidad muy baja o prácticamente nula. Ej. diamante.

El enlace covalente es muy fuerte y su ruptura exige una gran absorción de energía, en comparación con otros tipos de enlaces.

Estado sólido

Se llaman sólidos los cuerpos que se distinguen por tener forma y volumen constantes a la temperatura ambiente y frecuentemente a temperaturas muy superiores a estas y son propiedades que resultan de los enlaces químicos antes descriptos.

Los cuerpos sólidos están constituidos por partículas elementales que, según la forma como se agrupen entre si dan lugar a que un cuerpo sólido sea **cristalino** o **amorfo**.

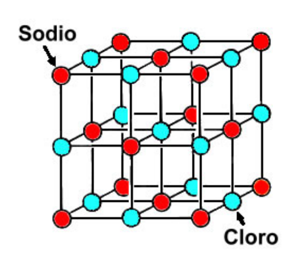


Figura 1*. Estructura cristalina del ClNa*

Figura 2*. Estructura amorfa*



***Foto 1**. Cristales de halita.*

http://www.uhu.es/museovirtualdemineralogia/galerias/clase3/simples.html

Un **cuerpo cristalino** es aquel en que los iones, caso del cloruro de sodio -ClNa-, figura 1, o las unidades estructurales elementales (caso del yeso, $CaSO_4.2H_2O$) que los forman, se disponen en el espacio según una ordenación regular y periódica.

Este ordenamiento da como resultado cuerpos con determinadas propiedades, tanto morfológicas como físico-químicas

En cuanto a las propiedades morfológicas, un cristal siempre que no se haya formado bajo compresión, presenta el aspecto de un sólido geométrico delimitado por caras planas, aristas y vértices que respetan en su disposición reciproca las leyes cristalográficas.

Un cuerpo **amorfo** es, por el contrario, aquel que sus unidades estructurales elementales no se encuentran dispuestas en el espacio según un ordenamiento geométrico, sino que se unen entre si sin ordenamiento de ninguna clase, figura 2. A las sustancias amorfas se les conoce también como **vidrios**. Comúnmente se define como amorfa "la materia cuyas partículas constituyentes (átomos, iones, o moléculas) no presentan ningún tipo de ordenamiento". Esto debe tomarse con reservas, pues a nivel atómico o iónico, la ausencia absoluta de ordenamiento no ocurre.

Aspectos estructurales

Los cuerpos sólidos están formados por unidades estructurales elementales, donde los átomos o iones que los forman pierden las propiedades que tenían antes de estas uniones: ellos trasmitieron propiedades al conjunto y este les transmitió nuevas propiedades a ellos. Dentro de un mismo cuerpo pueden existir y comúnmente existen enlaces de diferentes tipos**:** en este caso, la energía de enlace dentro de las **unidades elementales** es más fuerte que entre ellas. Los átomos o iones se consideran en los modelos como esferas con empaquetamiento que requiere que el número de puntos de

tangencia entre ellas sea máximo. Esta exigencia obedece a condiciones esféricas y electrostáticas.

Los mismos están expresados en **las Reglas que L.Pauling [1] formulada en 1929**.

1ª. Regla: "Alrededor de cada catión se forma un poliedro de aniones estando determinada la distancia catión-anión por la suma de sus radios y el *índice de coordinación* por la relación de los radios "catión-anión".

El *índice o número de coordinación* es el número de esferas necesario para rodear completamente a otra esfera, debiendo las esferas envolventes ser tangentes con la esfera central y también con las otras esferas envolventes, en la medida en que lo permita el tipo de empaquetamiento.

Este número necesario y suficiente de esferas, dependerá de la relación de radios esfera interna/esferas externas que corresponde a la relación radio catión/radio anión en el modelo de Pauling.

Tomando como cierta la primera Regla de Pauling según la cual los cationes y aniones se tocan entre si en un empaquetamiento compacto, Figura 3, se puede calcular el valor límite de la relación de radios para un índice de coordinación (I.C.).

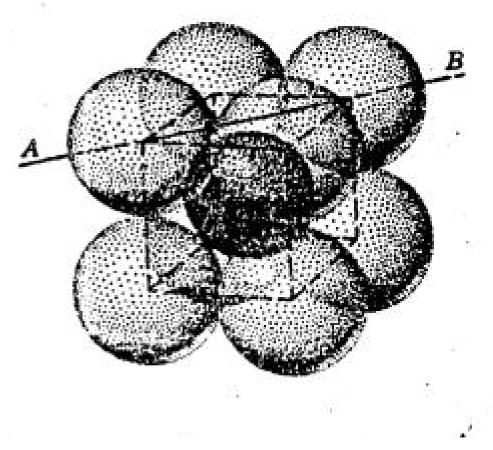


***Figura 3**. Empaquetamiento cúbico centrado en el cuerpo (según Hurlbut).*

En el caso del número de coordinación 8 admite la relación de radios igual o mayor que 0,732 pero inferior a 1 pues en este valor, el índice pasa a ser 12.

Cuando la relación de radios es inferior a 0,732 la coordinación cúbica (8) ya no es posible y se pasa a un índice menor (6) que corresponde a los seis vértices de un octaedro regular.

Esto conduce a la conclusión que el índice de coordinación 6 es admitido por relaciones radio catión/ radio anión menores que 0,732 e igual o mayores que 0,414.

[1] Premio Nobel de Química 1954

La relación de radios exigida para la coordinación tetraédrica tiene como límite superior la relación 0,414 y el valor de 0,225.
La coordinación triangular (I.C. = 3), es valida para relaciones comprendidas entre 0,225 y 0,155. Finalmente, la coordinación 2 que es muy poco frecuente, ocurre cuando la relación radio catión/radio anión es inferior a 0,155, figura 4.

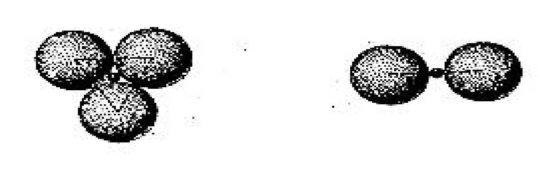


Figura 4*. Índice de coordinación 3 y 2*

2ª Regla de Pauling: "En una estructura estable (neutra) las cargas eléctricas de los aniones compensan las valencias de los cationes que ocupan el centro de los poliedros de coordinación".
Las dos Reglas de Pauling aquí mencionadas conducen a definir dos parámetros de gran utilidad para predecir el comportamiento de un mineral ante los agentes de alteración, en función de su estructura iónica.
Estos parámetros son:

- el potencial iónico,
- la fuerza electrostática de enlace.

Potencial iónico (Q)

Definido por Cartledge en 1928 como el cociente entre la carga (z) del catión, dividido el radio iónico (r).

$$\mathbf{Q = z / r}$$

Sin embargo, la carga puede expresarse en cargas electrónicas (1 carga electrónica = 1 coulombio x 6,25 x 10^{-18}) que divididas por la distancia (radio del catión en unidades Ángstrom[2]), constituye una medida de potencial, característico para cada ión. *La*

[2] Una unidad Ángstrom (Å) equivale a 0,1 nanometro (ηm).

estabilidad de un poliedro de coordinación aumenta en general con el potencial iónico del catión central. Será más fácil separar en una estructura un catión de potencial iónico pequeño que otro de potencial grande.

En el estudio de los procesos de alteración de los minerales, este concepto resulta sumamente útil. En minerales complejos, como los silicatos, con cationes de diferente carga y tamaño, y con aniones $O^{=}$ en la estructura, el catión Si^{+4} es el de mayor potencial iónico y los enlaces Si-O los mas fuertes de dichas estructuras.

Se observa en la tabla 2 como influyen en el valor Q los radios iónicos para cationes de igual valencia, y como influye esta ante cationes de radio iónico similar.

Elemento	**Estado de oxidación**	**Radio iónico (A^{o})**	**Q = z / r**
B	3 +	0,23	13
Cl	1 -	1,8	-0,5
Co	2 + (2)	0,72	2,8
Cu	2 + (3)	0,72	2,8
Mo	6 + (3)	0,62	10,0
Pb	2 + (3)	1,2	1,7
V	2 + (2)	0,88	2,3
Zn	2 +	0,74	2,7

Tabla 1. *Parámetros fisicoquímicos de algunos oligoelementos (Zajic J.E. 1969).*

Fuerza electroestática de enlace (Bossi J.; Fernández A.N.)

Se llama fuerza electrostática de enlace (f.e.e.) al cociente entre la carga de un catión sobre su índice de coordinación (I.C.) en un poliedro de aniones.

$$\textbf{f.e.e.} = \textbf{z / I.C.}$$

Este parámetro mide la fuerza de atracción entre un catión y los aniones que lo envuelven y será tanto mayor cuando menor sea el número de aniones entre los que se reparte. Tabla 2.

Los valores de f.e.e. se calculan en función del índice de coordinación de cada catión respecto al anión oxígeno (r = 1,40 Å), dado que el oxígeno, aparte de ser el elemento más abundante de la litosfera, es el anión más difundido.

Elemento	Estado de oxidación (1) (2)	Radio iônico (Å) (2)	Q = z / r (2)	R. catión R. oxigeno	Índice coordinación (2)	f.e.e. = z / I.C.
O	2 -	1,4	-	-	-	-
Si	4 +	0,42	9,5	0,3	4	1
Ti	4 +	0,68	5,9	0,49	6	0,67
Zr	4 +	0,79	5,1	0,56	6	0,67
Al	3 +	0,51	5,9	0,36	4 6	0,75 0,50
Fe	3 +	0,64	4,7	0,46	6	0,50
Mg	2 +	0,66	3,0	0,47	6	0,33
Fe	2 +	0,74	2,7	0,53	6	0,33
Mn	2 +	0,80	2,5	0,57	6	0,33
Ca	2 +	0,99	2,0	0,71	6 8	0,33 0,25
Li	1 +	0,68	1,5	0,48	6	0,17
Na	1 +	0,97	1,0	0,69	8	0,13
K	1 +	1,3	0,77	0,93	8 12 14	0,13 0,08 0,07

Tabla 2*. Parámetros fisicoquímicos de los principales elementos de la litosfera. (1) corresponde a los estados de oxidación más probables. (2) Según Loughnan F.C. (1969).*

Sustitución iónica

La sustitución ocurre por el reemplazo de iones de tamaños parecidos en una estructura cristalina ***durante el proceso de síntesis del cristal***. No ocurre en cualquier momento sugiriendo pensar que un aluminio “sale” de una estructura para que “entre”, por ejemplo, un magnesio.

Como consecuencia de ello, es muy corriente que dentro de una familia mineral, la composición química varía dentro de ciertos rangos.

Los minerales en general, se forman en medios químicos de constitución variada y compleja. En tales condiciones, es muy alta la probabilidad que se produzca la sustitución de un ión por otro.

La sustitución iónica es gobernada principalmente por:

- **radio de los iones:** Deben ser iones que admiten un mismo índice de coordinación.

- **relación entre radios iónicos:** tomando como referencia al ión de menor radio, que entra en una coordinación cualquiera, otro puede ocupar una posición similar, si su radio no es mayor que el del primero en un 15%, aumentando la dificultad hasta llegar a un límite de 30%, más allá del cual la sustitución es imposible.

La sustitución iónica recibe varios nombres que, aunque no son sinónimos precisamente, se los emplea sin mayor diferenciación:

Sustitución isomórfica, hace referencia a que no obstante los cambios iónicos, el cristal mantiene su forma cristalina. Por lo demás cabe la misma consideración que para "sustitución iónica".

Isomorfismo, término con el cual Mitscherlich en 1819, designó las sustancias que cristalizaban en forma muy similar y presentaban fórmulas químicas distintas.

Serie de N. L. Bowen

Diferenciación magmática de los minerales primarios. Cristalización fraccionada.

A partir del enfriamiento del magma se van produciendo una serie de reacciones que separan por consolidación y fraccionamiento ese magma original produciendo otros magmas secundarios de muy diferente composición.

Cristalización discontinua. Al separarse los minerales de diferente punto de fusión en un magma de tipo Basáltico primario se observaran los siguientes estadios:

Los primeros cristales en formarse son de Olivina y plagioclasa cálcica. Estos por su densidad 3,3 gr/cm^3 y 2,9 gr/cm^3 respectivamente, pueden hundirse o quedar aislados por otros mecanismos; por ejemplo la plagioclasa básica puede ser recubierta por zonas de composición más albitica, protegiendo así a los cristales de una nueva reacción con el medio líquido residual.

Si los cristales no fuesen separados del líquido residual al descender la temperatura a cierto límite, la Olivina dejaría de ser estable y comenzaría a ser disuelta precipitando en su lugar Piroxeno. Al enfriarse aún más el magma, dejaría de cristalizar Piroxeno y comenzaría a formarse Hornblenda (anfíbol) de composición similar a aquel, pero donde se agregan iones OH^- y Fe^{+++}, además una parte del silicio sería reemplazado por aluminio. A una temperatura menor, dejaría de formarse Hornblenda y se originaría Biotita.

Cristalización continúa. La reacción entre el magma y los cristales que se forman es continua y permanente y en busca de un equilibrio físico-químico, roto por el descenso

de la temperatura. Esto conduce a una serie de reacciones que dan una serie de minerales de igual estructura cristalina.

Las plagioclasas, que constituyen la serie continua, han seguido cristalizando paralelamente a los anteriores, cambiando progresivamente su composición hacia el extremo albitica. Por ejemplo cuando cristaliza Labradorita, la plagioclasa lo hace con un 50 a 65% de moléculas de albita.

Sistema Petrogénico Residual. Finalmente la concentración de silicio, potasio, aluminio y agua en el líquido residual determinará la formación de feldespato potásico, muscovita y cuarzo



Foto 2. *Cuarzo*

Para ambas series durante los procesos de diferenciación, el magma ha cambiado su composición química enriqueciéndose progresivamente en Si, K, Na, y agua, y empobreciéndose en Mg, Ca, y Fe. Comenzó con una composición gábrica (basáltica) y adquirió sucesivamente composición diorácica, tonalítica y finalmente granítica.

El orden de cristalización señalado se puede ejemplificar en el siguiente diagrama, donde se observa que los últimos minerales se apartan de las series, pues ellos ya no reaccionan sino que representan la cristalización del líquido residual último equivalente a las fases de consolidación; pneumolítica é hidrotermal.

SERIE DISCONTINUA	**SERIE CONTINUA**
Olivina	Anortita (Ca)
	Bitownita
Enstatíta	Labradorita
Piroxeno	Andesina
Hornblenda(anfibol)	Oligoclasa
Biotita	Albita (Na)

Ortosa

Muscovita

Cuarzo

La combinación de todas estas posibilidades determina distintos caminos, por 1os cuales se llega a la formación de los diferentes tipos de rocas ígneas. Este es e1 motivo de su gran variedad.

La separación de los cristales, es indispensable para que se produzca la rama discontinua puede producirse por:

1-**Hundimiento**: los cristales más pesados (olivina y anortita), descienden por gravedad al fondo de la cámara magmática dando origen a rocas ultra básicas y básicas.

2-**Filtro prensado**: los cristales formados, desarrollados en forma abundante, se encuentran en suspensión en el magma. Por acción de fuerzas tectónicas que comprimen la cámara magmática, se desaloja el líquido que llenaba los intersticios entre aquellos, restando solo los cristales.

3-**Flotación**: los minerales de menor peso específico, como los feldespatoides, pueden acceder a los niveles superiores de la masa magmática.

4-**Formación de cubierta protectora**: los cristales de mayor densidad o más básicos, pueden quedar aislados por la formación de una cubierta protectora que se halla en equilibrio químico con el 1íquido que la rodea.

Propiedades físicas de los minerales

Para la identificación de los minerales se comienza por la determinación de sus propiedades físicas.

No todas tienen la misma importancia y a veces por si solas alcanzan para determinar una especie mineral sencilla. De tal manera que la dureza, la raya, el peso específico se maneja en términos más restringidos, es decir que podríamos asignarle mayor importancia que el color, por ejemplo, que puede sufrir variaciones debido al contenido de elementos extraños.

Aquí se considerará algunos grupos y se describirá brevemente las propiedades de mayor incidencia agronómica:

I.-Propiedades dependientes de la luz: color, brillo, transparencia, fosforescencia, fluorescencia (no consideraremos las propiedades ópticas especificas).

II- Propiedades sensoriales: ó sea las apreciables por ciertos sentidos (organolépticas): sabor, olor, tacto.

III- Propiedades que dependen de la estructura: dureza, clivaje, fractura, tenacidad.

IV- Peso específico.

V- Propiedades que dependen del calor, magnetismo, electricidad y radiactividad.

I- Propiedades dependientes de la luz

Color: Está dado por la absorción diferencial de las longitudes de onda componentes de la luz blanca por parte del mineral. El color lo da la reflexión de todas las longitudes de la luz blanca menos aquellas que absorbió el mineral. Tiene trascendencia en la absorción de la energía del sol y por ende en su calentamiento, que influye en su velocidad de alteración y en propiedades físicas de los suelos.

Son muchos los factores que intervienen en la coloración de un mineral: desde los químicos representados por trazas de ciertos elementos, hasta su forma de cristalizar incluyendo los tipos de uniones de las valencias de los iones intervinientes.

Un mineral es incoloro cuando deja pasar todas las radiaciones (completamente transparente); es negro cuando las absorbe a todas; es blanco cuando las refleja a todas y por lógica es rojo ó verde cuando absorbe todas las vibraciones menos aquellas que impresionan a nuestra vista.

II. Propiedades Sensoriales y III Propiedades que dependen la estructura

Sabor: se aplica a los minerales solubles en agua y puede ser salino como la sal común (halita); alcalino, el de la potasa ó soda; astringente, el de los alumbres; amargo, el de los sulfatos (SO_4Mg). Permite el reconocimiento de algunas sales en los suelos.

Olor: Algunos minerales al ser golpeados, calentados ó frotados ó mojados dejan sentir un olor característico. Por ejemplo: aliáceo (olor a ajos) propio de los minerales de arsénico al ser calentados; al igual que los minerales de azufre al ser golpeados ó calentados. En estado de reducción, los sulfuros tienen olor a huevo podrido. Los minerales arcillosos al humedecerlo tienen "olor a tierra mojada".

Se hace notar que la gran mayoría no poseen olor.

Tacto: No es de mucha importancia pero a veces puede ayudar a definir un mineral

Puede ser: grano, untuoso, áspero. Se puede adherir a la lengua en el caso de algunos minerales arcillosos a diferencia del yeso que no posee esta propiedad.

Dureza. Es la resistencia que opone una superficie lisa de un mineral al ser rayado.

A pesar de que puede variar dentro de ciertos límites, y direcciones, es una propiedad importante en la identificación de especies minerales y posee trascendencia en el concepto de alteración física de los minerales.

Se la puede determinar de dos maneras: *absoluta y relativa*. La dureza absoluta se la mide por medio de aparatos especiales llamados esclerómetros. Prácticamente y por razones de rapidez se toma universalmente la dureza relativa y, como su nombre lo indica, se relaciona la dureza del mineral problema con una serie de minerales de dureza conocida.

Esta serie de minerales es conocida como escala de dureza de Mhos y está compuesta por 10 miembros, numerados correlativamente según este orden de dureza:

Escala	Mineral	Propiedad
1	Talco - $Si_4 O_{10} H_2O Mg_3$	Muy blandos - Se rayan con la uña
2	Yeso- $SO_4Ca\ 2H_2O$	Se puede rayar con la uña con más dificultad
3	Calcita - CO_3Ca	Blandos - Se rayan fácilmente con un vidrio ó punta
4	Fluorita- F_2Ca	Se puede rayar con cuchillo de acero o cortaplumas
5	Apatita- $Ca(Cl,F)Ca_4(PO_4)_3$	Semi-duros - Se rayan con la punta de lima o cuchillo
6	Ortosa- Si_3O_8AlK	Dificultad con cortaplumas, se raya con lija para el acero
7	Cuarzo - SiO_2	Duros y muy duros - Rayan al vidrio
8	Topacio -$SiO_4(FOH)_2Al_2$	Rayado por herramientas de carburo de wolframio
9	Corindon- Al_2O_3	Rayado por herramientas de carburo de Silicio
10	Diamante- C	El más duro, se alter asolo con diamante

Tabla 3. *Escala de dureza Mhos.*

IV Peso específico

Se llama peso específico de un cuerpo a la relación entre su volumen y su peso. Este peso depende de varios factores, entre ellos la composición química y estructura cristalina (minerales que cristalizan en formas diferentes tienen distinto peso especifico, aunque su composición química sea idéntica, ejemplo diamante-grafito). Esta propiedad es importante en los procesos de transporte eólico o hídrico.

V Propiedades que dependen del calor, magnetismo, electricidad y radioactividad.

Magnetismo es la propiedad por la cual un mineral es atraído por un imán. Solo hay dos minerales que son atraídos por el imán: magnetita y pirrotina.

Clasificación química de los minerales

Los minerales pueden estar formados por un sólo elemento químico o ser el resultado de la unión de varios de ellos combinándose según leyes determinadas.

Se pueden presentarse dos ó más minerales qué posean idéntica fórmula química, pero que cristalicen en forma distinta; entonces cada uno de ellos se comporta de diferente manera constituyendo distintos minerales.

En base a lo expuesto se adoptará la siguiente clasificación para los minerales:

1. Elementos Nativos

En la corteza terrestre existen unos pocos elementos que se encuentran sin combinar tales como el oro, plata, cobre, mercurio, hierro, azufre, que en general carecen de interés edafológico.

2. Silicatos

Petrográficamente y edafológicamente es el grupo de mayor importancia, ya que constituye aproximadamente la tercera parte de las especies minerales conocidas; esto en cuanto a número de especies, pero en cuanto a abundancia se calcula que representan el 95% de la corteza terrestre (65% estaría representado por 1os feldespatos y el 12% por cuarzo).

Su reconocimiento se hace principalmente en base a sus propiedades ópticas y se los clasifica de acuerdo a su estructura intima cristalina.

3. Minerales no Silicatados

Carbonatos: Son sales del ácido carbónico presentes generalmente en rocas sedimentarias y metamórficas. Los de mayor interés agronómico son:

1) Calcita. Es Carbonato de Calcio que presenta gran variedad de formas. Es incoloro o blanco y forma mezclado con algo de arcillas calizas sedimentarias y los mármoles, que son metamórficos. Se encuentra también en sedimentos arcillosos formando margas o concreciones calcáreas (tosca, horizontes petrocálcicos). Es de muy fácil alteración y representa una fuente de calcio para el suelo. Directamente como material madre, da origen a los suelos "Rendoles" de fertilidad limitada por la pobreza de otros asimilables.

2) Magnesita: Carbonato de magnesio, de escasa importancia edafológica.

3) Dolomita: Carbonato de calcio y magnesio, de mayor interés, da origen a suelos parecidos a los rendoles (Zona Olavarría).

Yeso: Es el sulfato de calcio hidratado, blando, liviano, blanco nacarado, de brillo vítreo. Se halla asociado a las aguas subterráneas de mala calidad. Cuando el yeso aflora a la superficie en gran concentración forma el horizonte diagnóstico Gypsico, de limitada aptitud agrícola, como se observa en la laguna de Mar Chiquita.

Minerales de fósforo: Tienen escasa difusión en la corteza terrestre. El principal de origen ígneo es la Apatita, fluofosfato de calcio, que tiene una variedad con cloro (cloropatita).

Se halla presente como mineral accesorio en muchas rocas pero rara vez forma masas considerables, por lo que sus yacimientos son escasos. En nuestro país existe Apatita en San Luis y Córdoba, pero no son explotados. Los principales yacimientos se encuentran en África y Asia Menor.

También constituyen una fuente de fósforo los fosfatos de calcio de origen orgánico llamados fosforitas que se irán formando por descomposición del guano y de depósitos fósiles constituidos por restos óseos.

Minerales con Hierro: Son numerosos, pero en edafología interesan especialmente los óxidos e hidróxidos que intervienen activamente en la formación de los suelos. Proceden principalmente de la descomposición de las micas y de los minerales ferromagnésicos. Mencionaremos:

Hematita (Fe_3O_3) de color rojo, cuya presencia en alta proporción determina la coloración rojiza de muchos suelos u horizontes edáficos.

Magnetita (Fe_3O_4) negra, abundante en las arenas de playas.

Limonita ($FeO(OH) \cdot nH_2O$) amarillenta, presente sobre todo en ambientes subtropicales y tropicales.

Clasificación estructural de los minerales silicatados

La abundancia relativa de los cationes generadores de unidades estructurales, hace que las unidades tetraédricas de silicio sean definidamente las más abundantes.

Le siguen en abundancia, y no muy de cerca, las unidades octaédricas conteniendo aluminio u otros cationes que admiten coordinación 6.

Los tetraedros, al formar estructuras lo hacen con un grado de polimerización variable: al número de conexiones directas entre cada tetraedro con un tetraedro vecino (enlaces Si-O-Si) varia de 0 en el olivino a 4 en el cuarzo.

Estos enlaces Si-O-Si son covalentes y por lo tanto muy fuertes. El número de ellos en una estructura, puede, aunque no en forma absoluta (Loughnan, 1969) dar una idea de la alterabilidad de un mineral y por lo tanto, de su facilidad en liberar iones nutrientes.

Esto da lugar a la clasificación estructural de los silicatos propuesta por Strunz en 1938 (Bossi et al.s/f); no es la única ni la más reciente, pero es la mas difundida y con ciertas excepciones que en su momento señalaremos, sirve para los fines de la Edafología. De ella describiremos solamente las clases que agrupan mayor número de minerales.

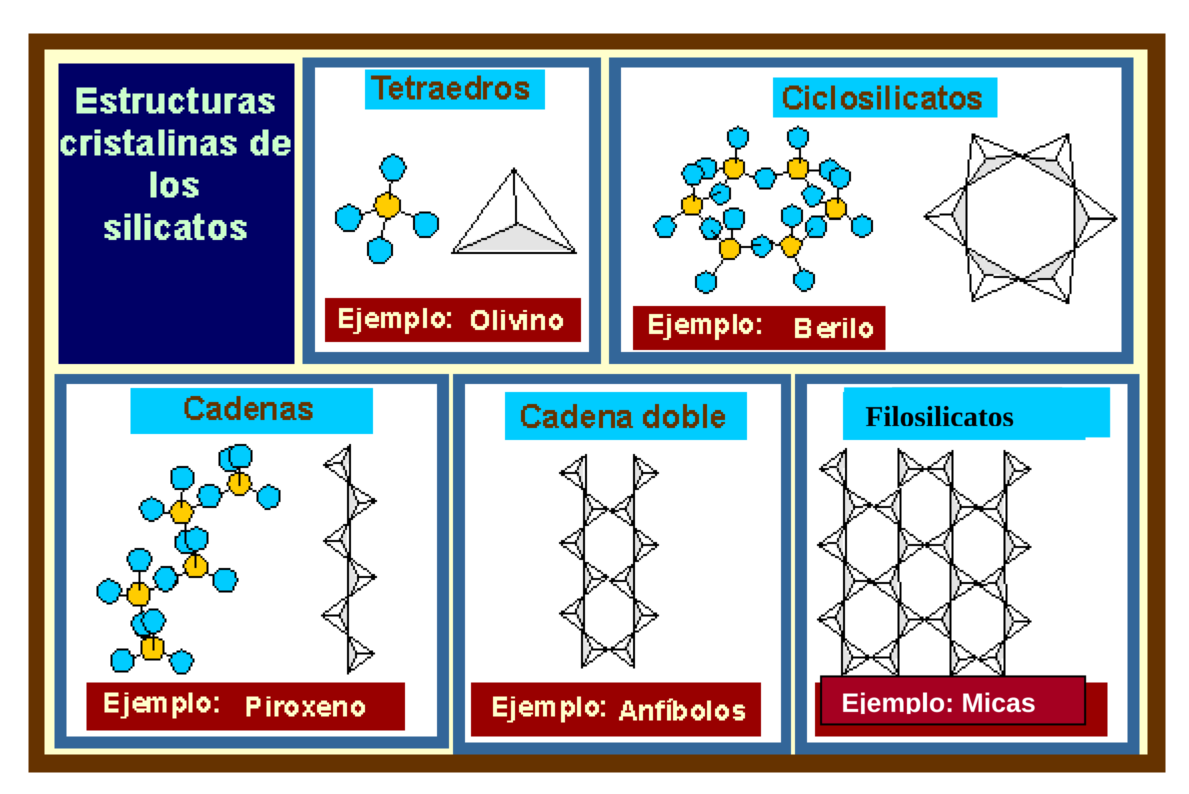


Figura 5. *Esquemas de las estructuras de los principales grupos de silicatos.*

Nesosilicatos (nesos, isla).

La denominación hace referencia a que no hay unión directa de un tetraedro con sus tetraedros vecinos. La conexión tiene lugar mediante cationes que unen los tres oxígenos de una cara de un tetraedro con los tres oxígenos de la cara de un tetraedro vecino, Figura 5.

Estos cationes "de enlace" entran en coordinación octaédrica (=6); por lo tanto, únicamente serán aptos a este fin los cationes que admiten tal índice de coordinación.

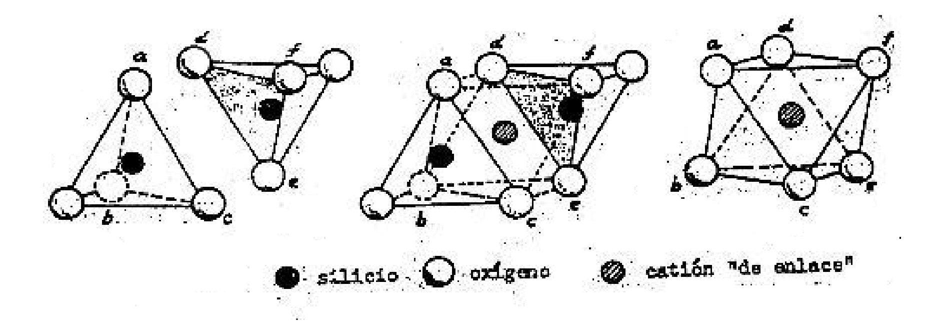


Figura 6. *Esquema de tetraedros y octaedros*

Como surge de la observación de la Tabla 2 con excepción del Fe^{3+} y Al^{3+} las f.e.e. de los cationes que admiten I.C. 6 son de 0,33 o de 0,167 (marcadamente inferiores a las del Si^{4+} y Al^{3+} en coordinación 4).

Por lo tanto, los planos ocupados por cationes ínter tetraédricos representarán, dentro de la estructura, zonas de mayor debilidad y, dentro del total, esta debilidad de enlace será mayor cuento más se repitan estos planos por unidad de volumen, figura 7

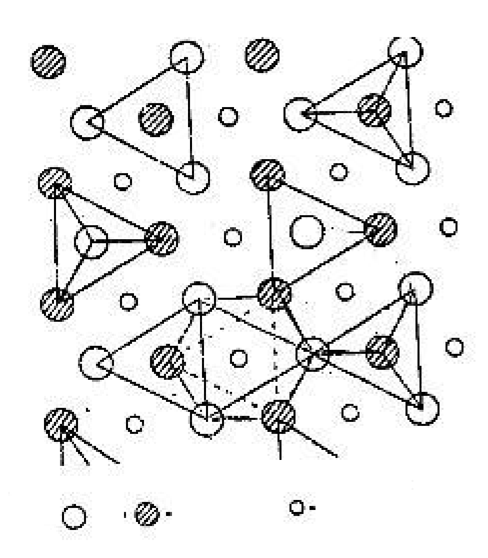


Figura 7*. Cationes de enlace entre tetraedros en coordinación octaedrica.*

A este grupo pertenecen los silicatos del tipo $X_2(SiO_4)$ donde X= Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni, Co, Zn, que, dados sus radios iónicos pueden ocupar posición octaédrica.

La abundancia en la litosfera de unos u otros de estos elementos, es lo que determina los isomorfos más abundantes: forsterita (Mg_2SiO_4), fayalita (Fe_2SiO_4) y tefroíta (Mn_2SiO_4), dándole también unos cuantos compuestos dobles y triples entre estos extremos.

La alta proporción de cationes de enlace dentro de la estructura, cuyas f.e.e. van de 0,50 a 0,33 (Tabla 2) hace que dicha estructura sea bastante débil, con lo cual un mineral se altera con facilidad, liberando antes que nada sus cationes de enlace, quedando estos potencialmente en condiciones de ser absorbidos por las plantas.

Sorosilicatos y Ciclosilicatos

Los sorosilicatos (soros: grupo) comprende los minerales en cuya estructura atómica los tetraedros se agrupan de a dos compartiendo un oxígeno: $(Si_2O_7)^{6-}$, figura 8.

Una característica de este grupo es que los cationes de enlace tienen radio grande: H., K, Na, Ca.

Los ciclosilicatos (kiklos: círculo) están formados por anillos; los tetraedros se enlazan compartiendo un oxigeno, figura 5

Químicamente presentan radicales complejos $(Si_3O_9)^{6-}$, $(Si_4O_{12})^{8-}$, $(Si_6O_{18})^{12-}$, que corresponden a anillos de tres, cuatro o seis tetraedros.

Dentro de este grupo, está la **turmalina** (Na, Ca)(Mg, Al)$_6$ B$_3$ Al$_{33}$ Si$_6$(O,OH)$_{30,}$ que contiene boro, un oligoelemento esencial pero, por ser la turmalina un mineral muy resistente, es dudoso que sea uno fuente de ese elemento (Norrish, K. 1975).

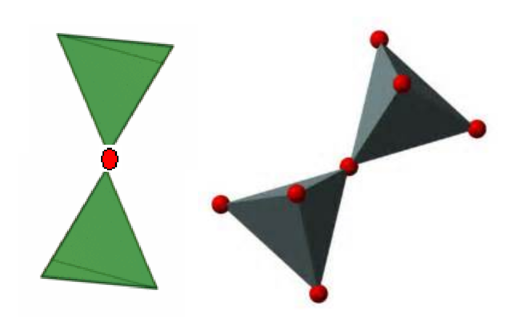


Figura 8. *Sorosilicatos. Dos tetraedros unidos por un vértice*

Inosilicatos (inós: cadena)

En los inosilicatos los tetraedros se unen formando cadenas continuas de longitud indefinida. Dentro de cada cadena los tetraedros se unen compartiendo dos, oxígenos con sus vecinos (uno con cada uno).

Estas cadenas pueden ser simples o dobles.

La cadena simple corresponde a la familia de los piroxenos, figura 5.

La unión entre cadena y cadena se produce de la misma manera que en los nesosilicatos pero en este caso los "cationes de enlace" de coordinación 6 no unen tetraedros aislados sino a los que forman los eslabones de las cadenas contiguas.

Obsérvese que cada tetraedro tiene dos vértices libres (el externo al plano basal y uno contenido en éste) y dos conectados a los tetraedros vecinos.

Por su parte la cadena doble corresponde a los anfíboles, figura 5.

Obsérvese que en cada cadena, un 50% de los tetraedros tiene tres oxígenos compartidos con tetraedros vecinos y el otro 50% tiene dos Oxígenos compartidos.

Los grupos de los piroxenos y de los anfíboles constituyen en total el 16% de la corteza terrestre.

Entre sus cationes figuran predominantemente Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, Na^{+} y a veces Li^{+}, Al^{3+} y Fe^{3+}; entre los aniones $(SiO_4)^{4-}$, $(AIO_4)^{5-}$, y en los anfíboles OH^{-}, F^{-} y Cl^{-}.

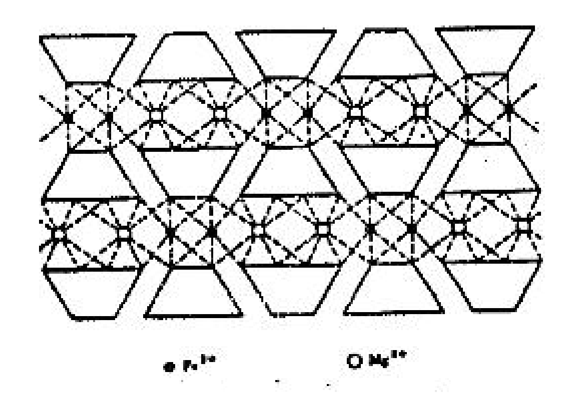


Figura 9. Enlace entre cadena de piroxeno

A título de ejemplo presentamos la fórmula química de un piroxeno (augita) y de un anfíbol (hornblenda):

Augita $Ca(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$ *

Hornblenda $Ca_2Na(Mg, Fe)_4(Al, Fe)\ Si_4O_{11}\ 2(OH)_2$ *

* Los iones separados por una coma pueden sustituirse mutuamente en el isomorfismo.
Respecto a la liberación de nutrientes de los filosilicatos, valen los mismos comentarios que para los nesosilicatos, aunque los filosilicatos son más resistentes por tener una mayor proporción de enlaces Si-O-Si.

Filosilicatos (del g. φυλλον(filan) hoja)
Los filosilicatos tienen como representantes a dos grupos de minerales muy difundidos en el suelo: las *micas,* de tamaño macro o microscópico (Foto 3) y las *arcillas*, de tamaño coloidal y de gran importancia física y químico-física.
En este grupo se incluyen los silicatos cuyos tetraedros se unen entre sí por tres vértices según un plano basal común, formando así una hoja con los vértices libres dirigidos hacia un solo lado del plano basal. La unión por tres vértices dispone a los tetraedros segun un patrón hexagonal como puede verse en la figura 5.
Dos de estas forman un cristal cuando los oxígenos externos al plano basal, se enfrentan y con el concurso de iones OH^-, adoptan una disposición espacial de octaedros en la cual entran los cationes de enlace de I.C.= 6, como se mostro en la figura6. En la figura 10 se ilustra la disposición de tetraedros y octaedros en un filosilicato.



Foto 3. *Mica negra o Biotita*

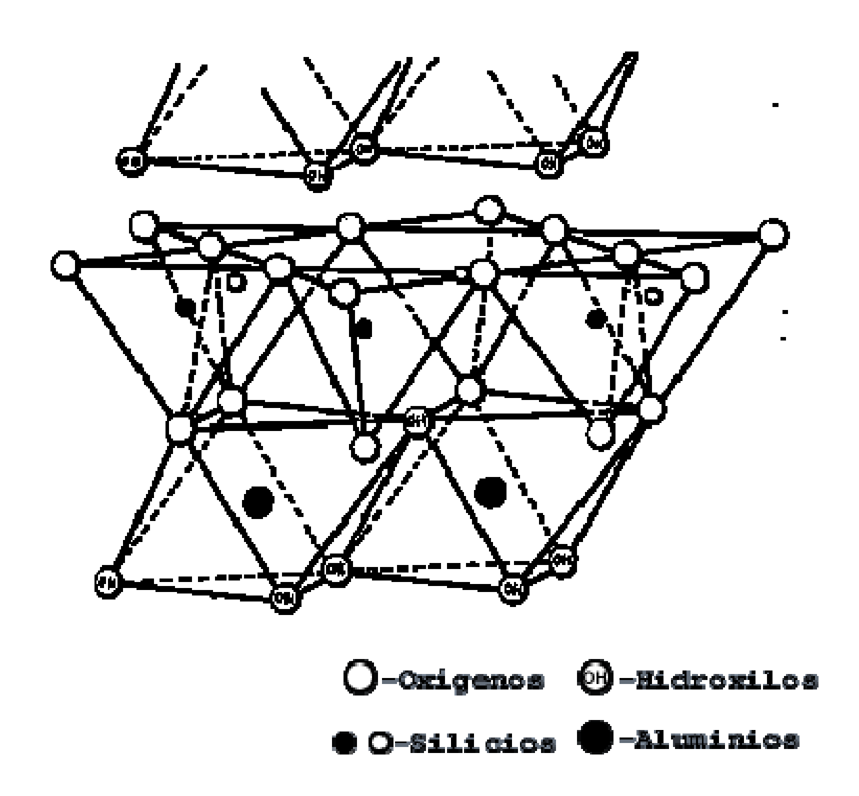


Figura 10. *Disposición espacial de los átomos en un filosilicato.*

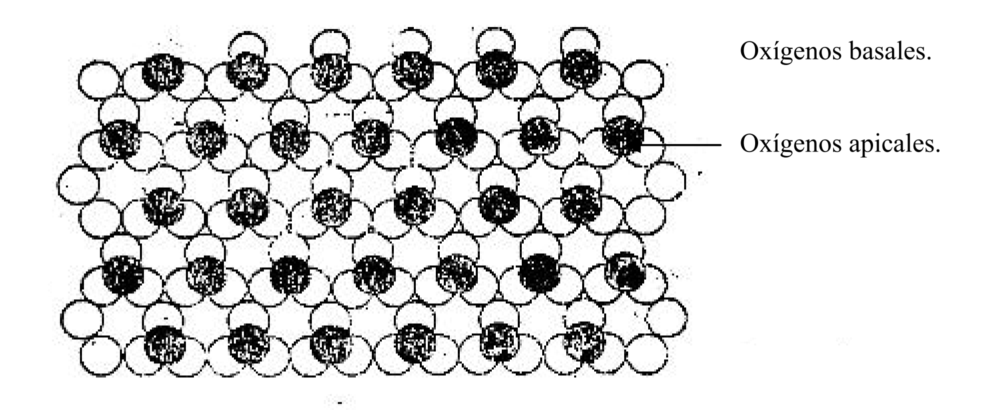


Figura 11*. Disposición de oxígenos en una hoja de tetraedros.*

En la figura 10 y en particular en la figura 11 expresan la posibilidad de extensión de los filosilicatos según los ejes *X* e *Y*[3].

En efecto, esa extensión se cumple mediante enlaces Si-O-Si o Si-O-Al que son muy fuertes, en particular los primeros.

Pero, en el sentido del eje Z el espesor de un ejemplar natural de mica (y otro tanto ocurre en las arcillas), no se reduce solamente a una lámina elemental de tetraedros-octaedros-tetraedros con un espesor de tan solo algunos Ángstrom.

Por lo tanto, existe también una extensión según el eje Z. La misma se cumple mediante cationes interlaminares de radio grande, que encajan dentro de los anillos hexagonales de los planos basales, figura 10.

Estos cationes, en general K^{+}, (de radio muy levemente inferior al del O^{2-}), entra en coordinación 12 ó 14, con une fuerza electrostática de enlace muy débil (0,08 y 0,07) (Tabla 2).

---

[3] En cristalografía se toman como elementos de referencia, tres ejes que corresponden a tres aristas reales o posibles de un cristal, los que se cortan en un mismo punto(o) y que se designan con las letras X (antero posterior respecto al observador), Y (transversal) y Z (vertical). (Enciclopedia de la Ciencia y de la Técnica, 1977).

Esto permite un cierto apilamiento de las láminas elementales, pero también explica la particularidad de exfoliarse en láminas delgadas, característica de los minerales micáceos.
Como especies mineralógicas nos referiremos solamente a la biotita y a la muscovita.

Biotita: El nombre recuerda a Jean Baptiste Biot, astrónomo y físico francés (1774-1882). Es una mica sumamente común, color negro con matices verdosos o dorados. Su composición química general es:

$$K(Mg,Fe^{+2})_3(OH,F)_2AlSi_3O_{10}$$

Los iones dentro de paréntesis y separados por una coma pueden sustituirse mutuamente por lo tanto su composición química no es constante.
Como impurezas puede presentar: Ti, Na, V, Li, Mn, Ba, Sr, Cs.
Es un mineral bastante estable pero en condiciones de intensa meteorización, se descompone. Los álcalis se eliminan, el hierro divalente se transforma en trivalente. El mineral pierde su brillo y elasticidad y se vuelve friable formándose hidróxidos de hierro.

Muscovita: El nombre proviene de Moscovia, antiguo nombre latino de Moscú, de donde se importaba este mineral. Su composición química es:

$$KAl_2(OH,F)_2AlSi_3O_{10}$$

Es un mineral muy resistente que sólo puede alterarse en condiciones de meteorización intensas, pasando a formas ricas en agua: hidromuscovita.
Dada su composición, solo libera K (y Flúor), pudiendo su residuo dar origen a arcillas.

Tectosilicatos (tectos: armazón)
En este grupo todos los tetraedros comparten sus cuatro oxígenos con tetraedros vecinos o sea que los enlaces no ocurren según una o dos direcciones preferenciales sino en las tres direcciones, de allí e1 nombre de "armazón". Por lo tanto, en este grupo la proporción de enlaces Si-O-Si es máxima.
No obstante esto, no todos los tectosilicatos tienen la misma composición química y esto influye, en las propiedades físicas y químicas.
Para su estudio, se dividen en dos familias:

- *familia de la Sílice*
- *familia de los Feldespatos*

Familia de la sílice

Formada exclusivamente (o cuasi) por SiO_2; otros componentes si aparecen, lo hacen sólo como impureza.

Está formada por tetraedros que se unen entre sí por sus cuatro extremos, pero las diferentes maneras de disponerse en el espacio dan lugar a expresiones:

a) cristalinas

b) amorfas

a) Dentro de los cuerpos cristalinos, existen expresiones de polimorfismo, esto es, la capacidad de una sustancia cristalina para experimentar una o varias modificaciones de su estructura. Esto ocurre como una respuesta a variaciones en las condiciones de formación de los cristales; en consecuencia, se modifican las propiedades físicas de éstas. Ejemplo: Cuarzoα, cuarzoβ, tridimita, cristobalita. Microcristalinas: calcedonia.

En las figuras 12 y 13 tomados de Childs (1969), muestran respectivamente en perspectiva y en proyección basal la disposición espacial de los tetraedros y su forma de encadenarse: los oxígenos de los tetraedros se disponen según helicoides, manteniéndose cada tetraedro unido a otros cuatro: dos de la misma helicoide y dos de helicoides vecinas.

Los cilindros representados en el gráfico 24 son superficies imaginarias, sobre los que se sitúan los centros de los iones oxígeno, siguiendo sobre cada superficie cilíndrica dos helicoides: una dextrógira y otra levógira.

Cada cilindro está rodeado por otros seis en un padrón hexagonal y, en los lugares en que dos oxígenos de una espiral enfrentan a otros dos de un "cilindro" vecino, se forma un tetraedro: tal ocurre con los oxígenos ABHJ, DEXL.

En el gráfico 25 se representa en proyección basal a los "cilindros" mostrando como los tetraedros se unen entre sí.

El **cuarzo** es uno de los minerales más comunes y abundantes, estando presente en casi todos los suelos

La **tridimita** y la **Cristobalita** son propias de suelos derivados de rocas volcánicas (Brown G, et al. 1978).

Estos minerales se presentan en las fracciones limo y arena y forman parte así del esqueleto del suelo.

El cuarzo α, el cuarzo β, la tridimita y la cristobalita están constituidos por SiO_2 de manera prácticamente exclusiva.

b) Amorfas: vidrios. Amorfas hidratadas: **ópalo** ($Si_2O.nH_2O$) hidrogel de sílice
Vidrio: Por definición es amorfo.
Es frecuentemente observado en los suelos derivados de cenizas volcánicas.
Es fácilmente alterable transformándose en las especies secundarias de le sílice, cristalinas o no (Mitchell, B.D. et al. 1964).

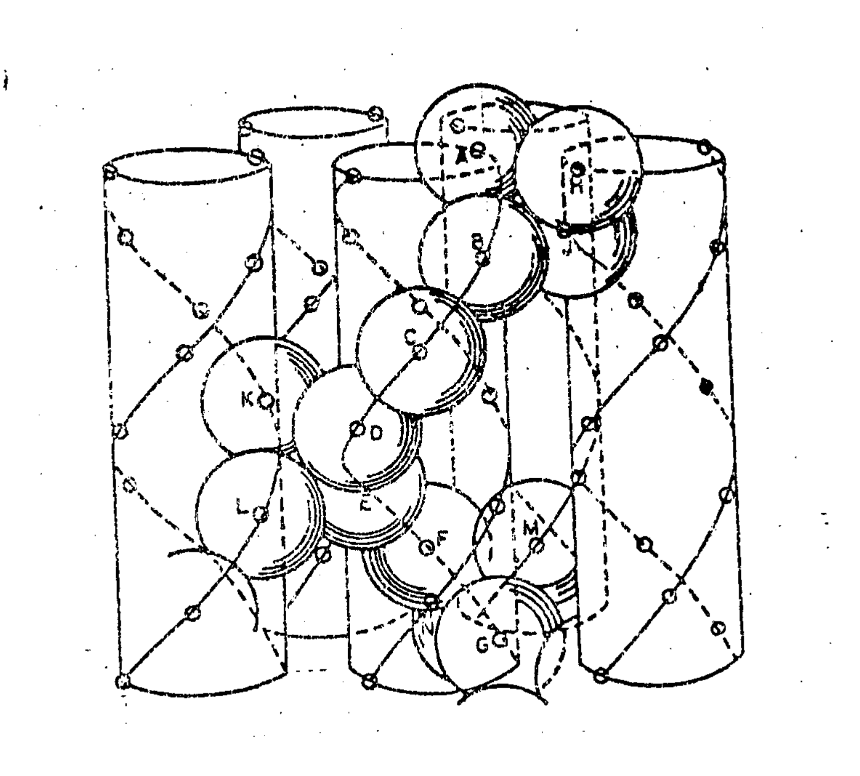


Figura 12. *Disposición helicoidal de los oxígenos en la estructura del cuarzo.*

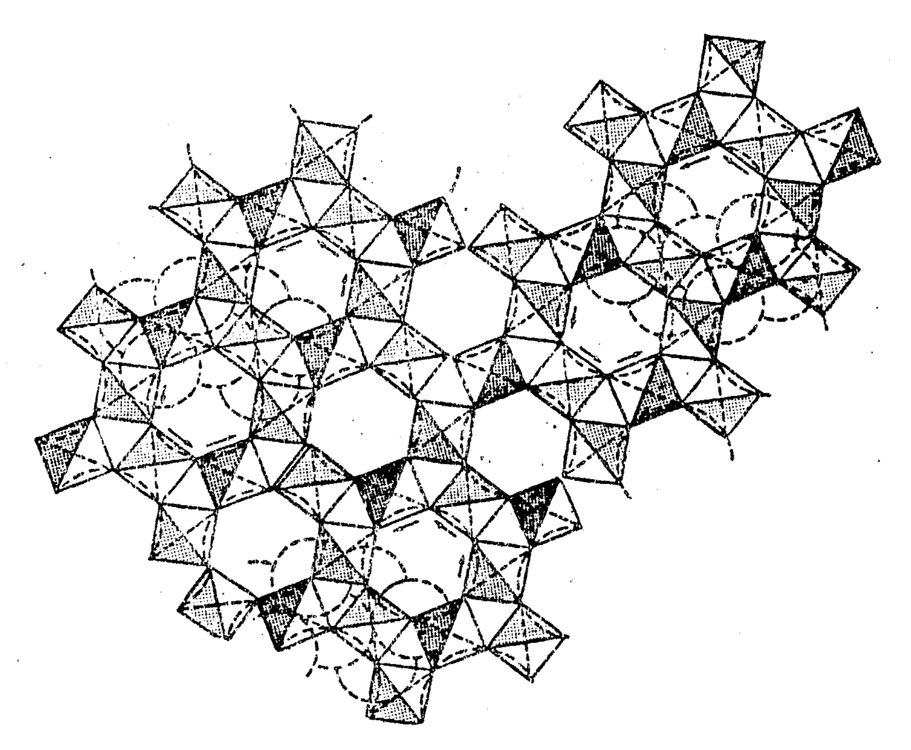


Figura 13. *Enlace de tetraedros en el cuarzo.*

Familias de los feldespatos, feldespatoides y zeolitas

Dentro de estas familias reaparece el Al^{3+}.

La sustitución parcial del Si^{4+} por Al^{3+} implica una deficiencia de carga que se compensa (2da. Regla de Pauling) con la inclusión en la estructura, de cationes alcalinos (Na^{+} y K^{+}) y alcalinotérreo (Ca^{2+} y más raramente Ba^{2+}).

Deer, Howie & Zussman (1963), basándose en Taylor (1933) dicen que aunque en 1a estructura no existen cadenas de tetraedros discretos, dicha estructura puede entenderse mejor visualizando la estructura de un feldespato mediante el siguiente proceso:

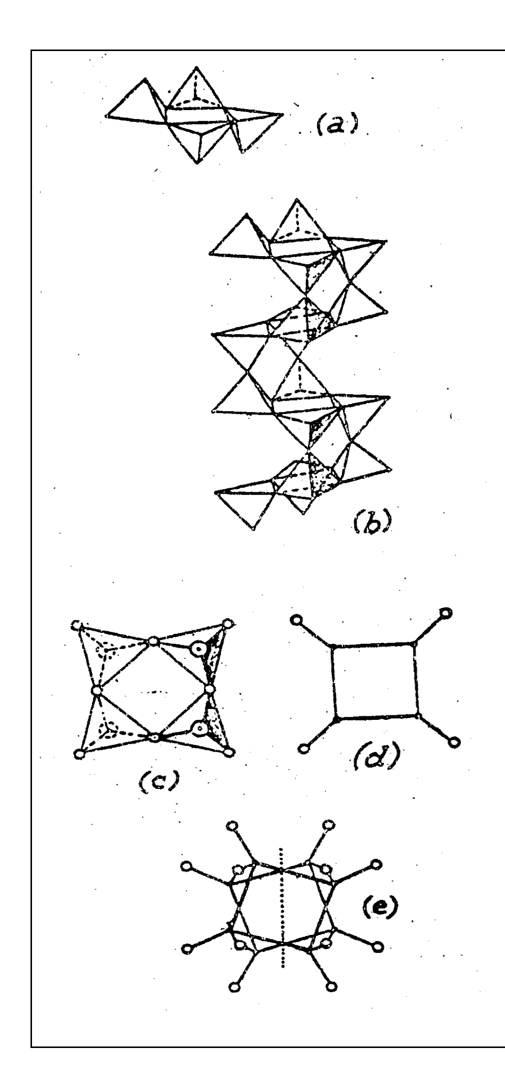
	l) Considérense anillos formados por cuatro tetraedros: Dos contiguos con sus oxígenos apicales hacia un mismo lado del plano basal y los otros dos hacia el otro, (figura a). 2) Estos anillos de cuatro tetraedros se enlazan sucesivamente para formar cadenas como la representada en la figura b. 3) Observado en el sentido longitudinal de esa "cadena", cada anillo aparece aproximadamente como en la figura c, que por razones de simplicidad se la representará como en la fig. d. 4) En una estructura real la posición relativa de estos anillos está distorsionada, pues: -Se apartan de su posición horizontal. Sufren un giro (a derecha o izquierda) respecto al "eje longitudinal" de la cadena (figura e)

Figura 14. *Estructuras de los feldespatos*

Los feldespatos son los silicatos que más abundan en la corteza terrestre, constituyendo el 50% de su peso (Betejtin, A. op, cit.). Según dicho autor un 60% se halla en las rocas eruptivas, alrededor de un 30% en las metamórficas y un 10% en las areniscas y conglomerados.

A parte de Na, K, Ca y a veces Ba, los feldespatos pueden contener, como elementos traza, Li, Rb, Ce y Sr. Una notable característica de los feldespatos es su capacidad de formar series isomórfica principalmente binarias, por ejemplo:

$$NaSi_3\ AlO_8\text{-}CaSi_2\ Al_2O_8 \quad \text{o} \quad NaSi_3\ AlO_8\text{-}KSi_2\ Al_2O_8$$

Una idea de la abundancia en la naturaleza de los distintos compuestos isomórficos la da el diagrama del figura 15 que reproducimos de Betejtin, A. (op. Cit.).

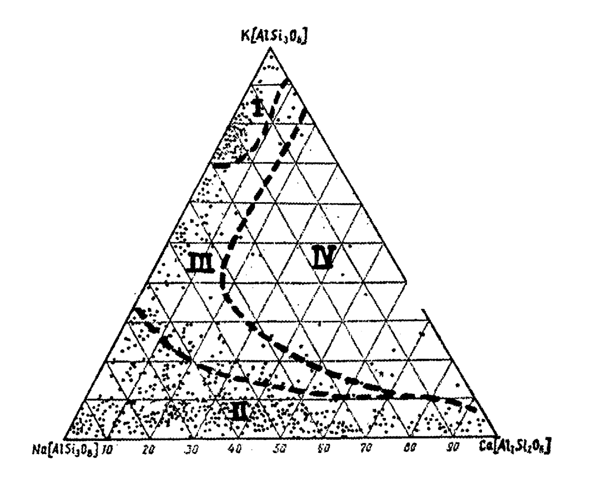


Figura 15. *Feldespatos según la predominancia de calcio, sodio y potasio.*

I Zona de Ortoclasas, feldespatos potásicos.

II Zona de Plagioclasas.

III Anortita, microclino, feldespatos potásicos.

IV Feldespatos de composición inestable a toda temperatura.

Tradicionalmente los feldespatos se subdividen en:

Plagioclasas y

Ortoclasas.

z
α
β
y
x
γ
Triclínico

z
90°
β
y
90°
x
Monoclínico

Estos nombres hacen referencia al hábito cristalográfico de los minerales.

Plagioclasas (de plagios: oblicuos y clao: romper), significando que los planos de rotura del cristal (caras) forman entre si ángulos distintos a 90º. Por ende, pertenecen al sistema triclínico cuyos tres ejes se entrecruzan propiciando rotura oblicua.

Ortoclasas (de ortos: recto), significa que de los tres diedros formados por las caras, dos son rectos. Las ortoclasas pertenecen en general al sistema monoclínico, cuyo tres ejes se entrecruzan formando dos ángulos rectos y uno oblicuo. Se incluyen en este grupo aquellos feldespatos que cristalizan en este sistema o bien en un triclínico cuyos ángulos son muy próximos a los del monoclínico.

Plagioclasas

Constituyen una serie isomorfa binaria bien estudiada; los términos intermedios constituyen soluciones sólidas de sus términos extremos: albita ($NaSi_3AlO_8$) y anortita ($CaSi_2Al_2O_8$) y se definen en base a la proporción en que dichos términos extremos entran en su composición

Albita (%)	Anortita (%)	Producto de la serie
100	0	
		Albita
90	10	
		Oligoclasas
70	30	
		Andesina
50	50	
		Labradorita
30	70	
		Bytownita
10	90	
		Anortita
0	100	

Tabla 4. *Serie de Plagioclasas.*

En esta serie todas las propiedades varían en forma gradual y continua de un extremo al otro; en este sentido merece destacarse le diferencia en reactividad ente los agentes de alteración.

Si se analizan las fórmulas químicas de la albita y de la anortita según el Cuadro 6, se tiene:

f.e.e., albita:

Na Si_3 Al

0,125 + 3x1 + 0,5 = 3,625

f.e.e. anortita:

Ca Si_2 Al_2

0,25 + 2xl + 2x0,50 = 3,250

La mayor f.e.e. total de le albita explica que ella sea más estable que la anortita y todos los demás términos intermedios.

Ortoclasas

Las Ortoclasas incluyen los feldespatos sódico-potásicos y presentan para su clasificación un cuadro más complicado que el de 1as plagioclasas:

Cristalizan en el monoclínico aunque no absolutamente; la anortoclasa y la microclina son triclínicas aunque con valores angulares tan próximos al monoclínico, que se les incluye estas

Presentan algunos minerales que solo son estables a altas temperaturas, pero al enfriarse se "desmezclan" a causa de la diferencia de radios iónicos del K^+ y del Na^+, separándose así porciones de feldespato sódico en un volumen de feldespato potasio o viceversa.

Los minerales de las ortoclasas pueden clasificarse en la forma siguiente: (Betejtin op. cit.).

-Monoclínicos

De alta temperatura	Sanidina	KSi_3AlO_8
	Natrosanidina	(K, Na) Si_3AlO_8
De baja temperatura	Ortoclasa	KSi_3AlO_8
	Natronortoclasa	(K, Na) Si_3AlO_8

-Triclínicos

	Microclino	KSi_3AlO_8
	Anortoclasa	(K, Na) Si_3AlO_8

Así, el compuesto de fórmula $KSi_3Al\ O_8$ posee tres modificaciones:

Sanidina, monoclínico, estable a temperaturas superiores a los 900º C.

Ortoclasa, también monoclínico estable a temperaturas inferiores a los 900º C.

La figura 15, sintetizado de Kerr, P. (op. cit.) y de Bossi & Fernandes (op.cit), muestra en un diagrama triangular los campos de estabilidad de los feldespatos.

Feldespatoides

Los feldespatoides constituyen un grupo de minerales estrechamente relacionado a los feldespatos pero contienen una menor proporción de SiO_2 que estos. Se hacen presentes en las rocas ígneas que contienen poco SiO_2 (rocas básicas).

Ejemplos:

Nefelina: $NaAlSiO_4$

Leucita: $KAlSi_2O_6$

Sodalita: $Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2$

Zeolitas

Las Zeolitas son, lo mismo que los feldespatos, un importante grupo de minerales que encuentran en el suelo (Brown, G. et. al. 1978). Químicamente son alumino-silicatos hidratados, predominantemente de Ca y Na, en parte de Ba, Sr y K, y muy rara vez de Mg y Mn (Betejtin, op. cit). La más divulgada es la Clinoptilolita.

Aunque como en todo tectosilicato los tetraedros se enlazan en tres dimensiones compartiendo sus vértices, presentan una gran diversidad de estructuras. Los tetraedros pueden encadenarse en anillos de cuatro, seis, ocho o doce unidades, configurando una estructura más abierta que la de los feldespatos, dejando así "canales" internos de diferente sección que atraviesan el cristal en diferentes direcciones.

Los canales son de sección irregular y están formados por un rosario de amplias cavidades, separadas entre sí por estrechamientos.

Las cavidades contienen moléculas de agua de hidratación retenidas en forma bastante laxa, y/o los cationes que balancean la carga eléctrica del conjunto que pueden pasar a una cavidad vecina si el diámetro del estrechamiento lo permite. La forma en que se interconectan los diferentes tipos de canales y el diámetro de los estrechamientos, determina la facilidad con lo cual, cationes y moléculas absorbidas pueden moverse hacia adentro, por dentro y hacia fuera del cristal. Esta propiedad hace que se diga que las zeolitas son "tamices moleculares" y se las utilice como tales.

Paralelamente, los canales abiertos al exterior, a menudo permiten el reemplazo de un tipo de cationes compensadores de carga del cristal por otro, o sea, que se produce intercambio catiónico (Brown et al., 1978), que permite su utilización para dosificar fertilizantes o correctores.



***Foto 4**. Zeolita, mineral y fracciones de diferente granometría*

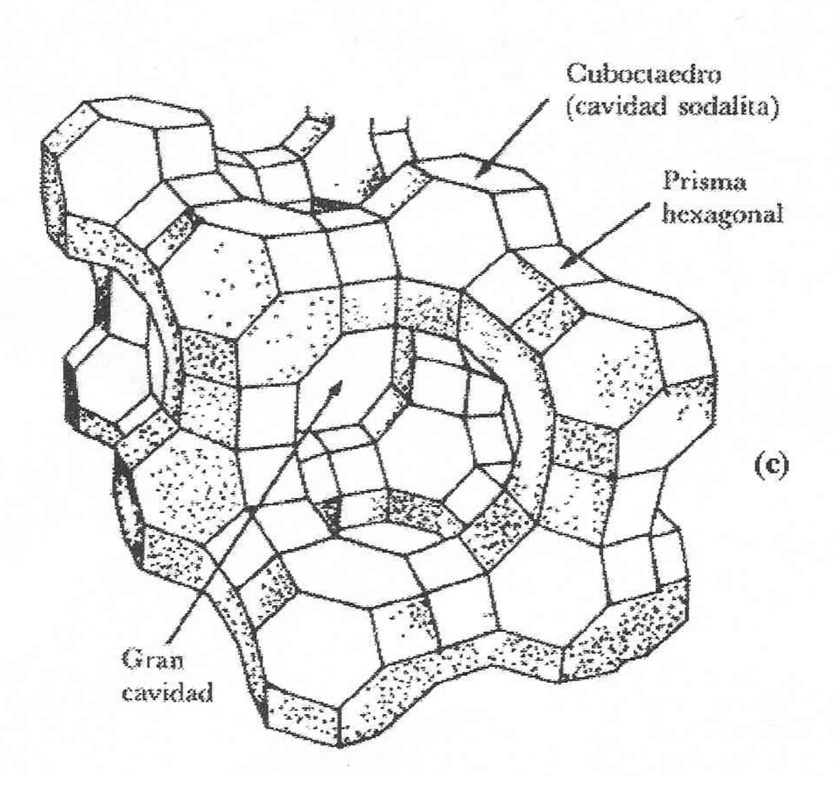


***Figura 16.** Estructura de la zeolita*

CUESTIONARIO GUIA CAPÍTULO 1 y 2

1.- ¿Qué relación encuentra entre las rocas y los suelos?

2.- ¿Qué diferencia encuentra entre rocas y minerales?

3.- ¿Un grano de limo es una roca o un mineral?

4.- ¿Un grano de arena es una roca o un mineral?

5.- ¿Para qué puede ser importante este tema en un curso de Edafología?

6.- ¿Ud. cree que conviene sacarlo del programa? Fundamente

7.- ¿Cuál es el origen de los minerales en la litosfera?

8.- ¿Con una composición mineralógica similar se pueden formar rocas diferentes? Cite algún ejemplo.

9.- ¿Qué diferencia encuentra en la estructura cristalina de los minerales con la simple composición iónica?

10.- ¿Por qué puede considerar importante la composición de las rocas y los minerales?

11.- ¿Qué grupo de minerales es más abundante?

l2.- Establezca un rango de Silicatos en función de la importancia general y otro en función de la importancia en su lugar de origen

13.- ¿A que se llama catión de enlace y que rol juega?

14.- En relación a la pregunta 13 ¿Cuál es su importancia productiva?

15.- ¿Qué relación encuentra entre la fertilidad de los suelos y la composición de los minerales de la roca madre?

16.- Observe la abundancia de elementos en la naturaleza. Desde el punto de vista de las plantas en producción en relación con los macro y micro nutrientes que estas consumen: ¿qué se le ocurre asociar?

17.- De las propiedades físicas de los minerales ¿cual considera más importante como material generador y porqué?

18.- ¿En los minerales predominan los estados covalentes?

19.- ¿Cuál de los enlaces es más soluble en agua y que consecuencias apareja?

20.- ¿Porqué se puede generar un estado amorfo de un mineral y que consecuencias edafológicas puede acarrear?

21.- ¿Qué pretende explicar la Serie de Bowen?

22.- ¿Qué consecuencias productivas puede sacar de la Serie de Bowen?, teniendo en cuenta:

a) ¿En qué sector de la serie se encuentran los minerales que contienen mayor cantidad de nutrientes para las plantas?

b) ¿En qué sector de la serie se encuentran los minerales que mayor incidencia química poseen para los suelos y que pueden afectar a las plantas?

c) ¿En qué sector de la serie se encuentran los minerales que mayor incidencia física poseen para los suelos y que pueden afectar a las plantas?

d) ¿Puede existir alguna vinculación con la serie de Goldich?

23.- ¿Cómo se comporta el índice de coordinación al aumentar el radio iónico?

24.- ¿Ud. considera que los minerales cumplen las reglas de Pauling? Tenga en cuenta el concepto de Sustitución lsomórfica. ¿Qué consecuencias de valor productivo acarrea?

25.- Utilizando los conceptos de radio iónico y potencial iónico, unidades de coordinación y fuerza electrostática de enlace establezca la importancia agronómica y forestal de su concepto 4 ejemplos de minerales.

26.- ¿Qué relación encuentra entre la aplicación antes solicitada, los listados de la serie de Bowen y la alterabilidad establecida por la serie de Goldich?

27.- ¿Cuál es la importancia regional de las Rocas ígneas en nuestro país?

28.- Discuta sobre la mayor trascendencia de las rocas efusivas o de las plutónicas como generadoras de suelos en el país

29.- ¿Existe rocas ígneas en su región de origen? ¿Se nota su incidencia en el desarrollo rural de la zona?

30.- ¿Visitó alguna vez una región donde se encontraran estas rocas? ¿Reparó sobre su incidencia en el desarrollo rural de la zona?

31.- Averigüé un ejemplo regional nacional o extranjero a cerca de las dos preguntas anteriores.

32.- ¿Cuál es la base fundamental para la clasificación de las rocas metamórficas?

33.- ¿Cuál es la importancia regional de las rocas metamórficas en nuestro país?

34.- Discuta sobre la mayor trascendencia del tipo de metamorfismo como generador de suelos.

35.- ¿Existe rocas metamorficas en su región de origen? ¿Se nota su incidencia en el desarrollo rural de la zona?

36.- ¿Visitó alguna vez una región donde se encontraran rocas metamórficas? ¿Reparó sobre su incidencia en el desarrollo rural de la zona?

37.- Averigüe un ejemplo regional nacional o extranjero a cerca de las dos preguntas anteriores.

38.- Si Ud. se aproxima a una sierra o montaña y la observa con vegetación arbórea:

a) ¿A qué tipo de roca asocia su formación?

b) ¿Qué propiedad sobresaliente de su estructura permite el hábitat de los árboles?

39. Si Ud. camina por una formación de roca dura (sierra o montaña) ¿estaría en condiciones de saber si es de origen ígneo o metamórfico? ¿Esto le serviría, profesionalmente para algo?

40.- ¿Una roca ígnea puede originar una roca sedimentaria?

41.- ¿Una roca metamórfica puede originar una roca sedimentaria?

42.- ¿Una roca sedimentaria puede originar otra roca sedimentaria?

43.- Investigue si en su lugar de origen puede mencionar algunos ejemplos de las diferentes clases de rocas.

44.- ¿Cuál es la importancia productiva del loess para nuestro país?

45.- ¿Cómo se origina y cuál etapa del proceso sedimentario no ha cumplido el loess, en general?

46.- Discuta que papel podría jugar la tosca (horizonte petrocálcico) dentro del proceso sedimentario del loess.

47.- ¿Qué pruebas de alteración física y química observa en el loess, que pudiera demostrar personalmente.

48.- Distribuya a los minerales del loess en las escalas de alteración de Goldich. ¿Qué concluye?

49.- A partir de la pregunta anterior; ¿Dónde incluiría al vidrio volcánico?

50.- ¿Qué implicancias productivas trae aparejado la presencia de piroclastos (vidrios volcánicos) en los suelos de nuestro país?

51.- Ud. preferiría que hubiese mas minerales fácilmente alterables o inversamente? Fundamente.

52.- ¿El loess podrá ser clasificado como una roca o como un sedimento según su criterio?

53.- Discuta sobre la denominación de "loess" y de "Cinerita" para el caso Argentino

54. -Mencione cuatro propiedades físico-químicas de importancia productiva que a su criterio han heredado los suelos pampeanos del loess.

55.- ¿Cuál es el material originario de los suelos de los campos didácticos de la Facultad en 60 y 119? Y en 66 y 170?

56.- La Facultad posee un tambo en 126 y 63 aprox. de Berisso. Allí ¿el material originario es similar al de la Facultad?

57.- ¿Cuál es su origen?

58.- ¿Cómo se llama el material de color blanco y origen orgánico (organógeno) que es factible encontrar en esa zona litoral?

59.- ¿Cómo lo clasificaría?

60. -Si Ud. se detiene en 123 y 61 y observa por 61 para 122.

a) ¿Qué característica del relieve le llaman la atención?
b) ¿A qué se debe?
c) ¿Habrá diferencias de materiales originarios, en caso afirmativo cuáles?
d) ¿Esto podría implicar diferencias de aprovechamiento productivo?

61. ¿Cuál es el material originario de los suelos de su lugar de residencia original?

Bibliografía

Betejtin, A. 1977. Curso de mineralogía. Mir. Moscú

Bossi, J.; A.N. Fernández. Curso de introducción a la Geología.- Univ. de la República, Fac. de Agronomía. Ed. A.E.A. Montevideo

Brown, G.; A.C.D.; Newman, J.H; Rayner & A.H. Weir. 1978. The Structures and Chemistry of Soil Minerals en "The Chemistry of Soil Constituents. D.J. Greenland & M.H.B. Mayes, Editores, Wiley, Chichester.

Childs, E.C. 1969. An Introductíon to the Physical Basis of Soil Water Phenomena. Wiley, London.

Deer, W.A.; R.A. Howie & J. Zussman 1963. Rock Forming Minerals Vol. 4, Framework Silicates, Longmans, London

Enciclopedia de la Ciencia 1977. Danae, Barcelona

Hurlbut C.S. 1974. Manual de mineralogía de Dana. Reverte, Barcelona

Loughnan F.C. 1969. Chemical Weathering of the,Silicate Minerals Elsevier, New York

Mitchell B.D., Farmer V.C. & Mchardv W.J. 1964. Amorphous inorganic material in soil. Adv. Agron. 16, 327-383.

Kerr P.F. 1965. Mineralogía Óptica. Ediciones del Castillo, 3ra. Edición. Madrid. 433 p.

Norrish K. 1975. Geochemistry and Mineralogy of Trace Elements en"Trace Elements in Soil Plant Animal Systems" Academic Press, N. York

Porta J., Lopez Acevedo, M., Roquero, C. 1994. Edafología, para la agricultura y el medio ambiente. España. Mundi Prensa

PROSA. 1988. El deterioro del ambiente en la Argentina. Gráfica Gral. Belgrano. Buenos Aires

Zajic J.E. 1969. Microbial Biogeochernistry. Academic Press, New York.

CAPÍTULO III

ALTERACIÓN. MINERALES SECUNDARIOS. EDAFOGÉNESIS

El presente capítulo se basa en el material elaborado por el ex-Profesor Titular de Edafología Hugo da Silva (1985-1993) y toma parcialmente aspectos considerados relelevantes de la obra de Aubert,G., J. Boulaine,(1967) y Duchaufour, P. (1975).

Alteración o meteorización de rocas y minerales

La importancia agronómica y forestal de la alteración es marcada ya que define propiedades físicas y químicas de los suelos relevantes para su fertilidad y capacidad productiva. Los procesos de alteración son contemporáneos, o sea que se han llevado a cabo en la evolución inicial de la litosfera y se continúan en la actualidad en los suelos evolucionados sobre toda sus rocas y minerales.

La participación de la actividad biológica es fundamental en este tipo de alteración, y es obviamente un factor obligado en la elaboración de los materiales organógenos.

Los procesos de alteración bioquímica tienen un rango común: la destrucción de la estructura química de los minerales, lo que algunos autores llaman **degradación.**

Como las rocas en su inmensa mayoría están compuestas por una heterogeneidad de minerales y éstos reaccionan en forma diferente ante los agentes de alteración, una misma roca podrá dar como producto, desde minerales no atacados (por ej. Cuarzo), hasta productos de hidrólisis (generación de iones y cambios de pH por ruptura de la molécula de agua), disolución y quelatación (transporte de elementos poco solubles mediante ácidos orgánicos de cadena corta).

Estos productos de alteración, normalmente no permanecen in situ sino que son transportados en forma de detrito o de soluto.

El **detrito** consiste en fragmentos de tamaño muy diverso, desde bloques hasta partículas coloidales y subcoloidales, y el **soluto,** que está formado principalmente por sales de cationes alcalinos y alcalinotérreos (bicarbonatos, cloruros, sulfatos), productos de la hidrólisis de los minerales.

El detrito normalmente es objeto de erosión o transporte y deposición, en el caso del soluto es objeto de transporte y luego deposición, que se visualiza luego de la evaporación en salinas.

En general, el tiempo efectivo de transporte es insuficiente para que se produzcan en el detrito cambios químicos de importancia, pero cuando el transporte altera con períodos de sedimentación transitoria, durante los cuales el sedimento se expone a la acción de la intemperie y de los agentes biológicos, entonces, los procesos de alteración pueden desarrollarse nuevamente.

La acción de las aguas superficiales y muy particularmente de las subsuperficiales tiene gran importancia geoquímica en la alteración:

- Renuevan el aporte de sustancias reaccionantes.
- Remueven los productos resultantes. Estos productos son transportados a distancias enormemente variables (micrómetros a kilómetros). Durante el transporte las sustancias transportadas por las aguas, bajo determinadas condiciones llegan a recombinarse dando lugar a la formación de nuevos minerales.

Principales clases de alteración

- Alteración física

- Alteración química

La *alteración física* consiste en la disgregación de las rocas consolidadas de la superficie terrestre en clastos (del griego -clastos- roto), o detritos (del latín detritus, desgastado, triturado), de tamaño variable, que pueden subdividirse sucesivamente en fragmentos cada vez más pequeños a medida que esta forma de alteración avanza.

Este aumenta la superficie expuesta al medio y prepara el camino de la alteración química que afecta a los minerales en su composición química y en su estructura.

La roca así transformada, cuando no es arrastrada a los fondos marinos, suele convertirse en el substrato nutritivo y soporte físico de gran parte del reino vegetal: es decir, constituye uno de los factores de formación del suelo.

La *alteración química* consiste en transformación que sufre los minerales en su composición química y su estructura.

Definiciones

Según P. Reiche (1945), citado por Loughnan, 1969, "la meteorización es la respuesta de los materiales que estaban en equilibrio con la litosfera, cerca del contacto con la atmósfera, la hidrosfera y tal vez lo más importante, con la biosfera".

En 1953, M. L. Jackson y G. D. Sherman: "El término meteorización (wheathering) de las rocas se refiere a los cambios en el grado de consolidación y composición que tienen lugar en la corteza terrestre dentro de las esferas de influencia de la atmósfera y de la hidrosfera.”

Millot G., 1964, en Geólogie des Argiles señala "los continentes están expuestos a la alteración y a la pedogénesis, correspondiendo distinguir tres fenómenos:

1) La degradación y la alteración progresivas que conducen al *llamado producto de alteración,* que está representado sobre las rocas cristalinas por la llamada "regolita" ("arene " en el texto original).
2) Colonización biológica vegetal, microbiana y animal que introduce la acción de la materia orgánica
3) La traslocación de los elementos solubles o los muy finos del complejo de alteración, bajo la influencia de la percolación de soluciones. Estos desplazamientos conducen a la formación de horizontes empobrecidos y horizontes de acumulación

Estos tres fenómenos no son precisamente sucesivos, sino que pueden superponerse. La colonización biótica interviene muy tempranamente, desde que la roca madre ha empezado a sufrir desagregación".

Aubert G. y J. Boulaine (1967) expresan: "año a año, por efecto de la asimilación clorofiliana, una parte de la energía luminosa recibida en la superficie del planeta, es transformada en energía química por los vegetales, la materia orgánica vegetal sufre una degradación y los productos finales son el ácido carbónico, el agua, el amoníaco o nitratos. La energía puesta en acción en el transcurso de esta evolución, facilita la alteración progresiva de las rocas. Esta alteración es tanto más rápida, cuanto más elevada es la temperatura...". "...la aparición de la vida, ha modificado profundamente las condiciones de génesis de los suelos. Los organismos adquirieron sobre los minerales un poder de ataque que permite velocidades de alteración prácticamente imposibles en ausencia de la vida."

La presencia de cementos orgánicos entre los constituyentes minerales del suelo, ha permitido el desarrollo de estructuras más estables, que ofrecieron una mayor durabilidad a los períodos de alteración, y la degradación lenta de la energía química almacenada por la fotosíntesis a estos procesos.

En 1969 Loughnan F. C. expresa: "La meteorización química es un proceso por el cual los agentes atmosféricos, biosféricos y biológicos, actúan sobre y reaccionan con los minerales constituyentes, dentro de la zona de influencia de la atmósfera. Produciendo nuevas fases minerales más estables."

La escuela francesa utiliza el término "alteración", que puede considerarse más comprensivo de los factores implicados, tales como los correspondientes a la atmósfera, hidrosfera, litosfera y biosfera. Siendo que "meteorización" sugiere la acción de los tres primeros.

Factores, agentes, propiedades y mecanismos

Los factores de formación y de alteración ejercen en general una acción compleja, de modo que los procesos que tienen lugar, muy difícilmente son atribuibles a uno solo de ellos, sino a una interacción de cinco factores formadores: material originario, condiciones climáticas, actividad biológica, relieve y tiempo transcurrido.

Esta complejidad impone tratamientos particulares.

Factor Capacidad de la alteración

El material generador se constituye en un factor de capacidad, para propiciar generar los cambios físicos y químicos mencionados. Sus principales propiedades se encuentran en:

1- estructura atómica.
2- composición química.
3- área superficial específica.

1. Estructura Atómica

En 1938 Samuel Goldich, pública la secuencia de alteración de minerales alumino silicatados que lleva su nombre y que se reproduce a continuación:

Olivina....................................... nesosilicatos
Augita...piroxeno
Hornblenda.................................anfíbol
Biotita...filosilicato
Feldespato potásico......................tectosilicato
Muscovita....................................filosilicato
↓ Cuarzo..tectosilicato

Los minerales están ordenados de tal manera que la resistencia a la alteración aumenta en sentido descendente.

Estos minerales que forman la rama izquierda y "el pié" de la "Y" de la serie de Bowen y son ejemplos de distintos grupos estructurales. Recordando la estructura de los minerales mencionados, obsérvese que recorriendo la serie desde la olivina al feldespato potásico, se va pasando desde el grupo con proporción cero de enlace Si-O-Si (nesosilicatos) al de máxima proporción de este enlace (tectosilicatos). El enlace Si-O-Si es sumamente enérgico, también lo es aunque en menor grado el enlace Si-O-Al. Cuanto mayor sea la proporción enlace Si-O-Si en una estructura, mayor será la resistencia a la alteración.

2. Composición Química

En la rama de la derecha de la serie de Bowen son todos tectosilicatos. En este caso, el grado de alterabilidad depende de la relación Si/Al.

Tomaremos como ejemplo a dos minerales primarios:

-Plagioclasa alcalina (albita) $NaSi_3AlO_8$ (Si/Al = 3)

-Plagioclasa cálcica (anortita) $CaSi_2Al_2O_8$ (Si/Al = 1)

El Silicio con una fuerza electrostática de enlace igual a 1, le otorga al mineral una mayor estabilidad que el Aluminio con f.e.e. de 0,75 ambos en coordinación tetraédrica.

Aunque el Calcio tiene mayor f.e.e. que el Sodio, es la proporción Si/Al lo que decide el comportamiento de todo el mineral.

Algo similar puede anotarse respecto de los filosilicatos biotita y muscovita:

-biotita $(Si_3Al)(Mg, Fe^{++})3(OH, F)_2O_{10}K$

-muscovita $(Si_3Al)Al_2(OH, F)_2O_{10}K$

La presencia de Mg o Fe en coordinación 6 y por lo tanto con f.e.e. = 0,33, le otorgan a la estructura menos energía que el Al con f.e.e.=0,50 (también en coordinación 6).

3. Área Superficial Específica

Otra propiedad de gran importancia en la alterabilidad de un mineral, es su área total de superficie expuesta, referida a la unidad de volumen o a la unidad de peso.

Es demostrable como un cubo de 10 cm de arista posee una superficie de 0,06 m^2; si se lo fracciona en cubos mas pequeños de 1 μm de arista, el número total de cubos alcanzará a 10^{15}, con un área total de 6000 m^2.

Mc Celando J. E. (1950) estudió el efecto del tiempo, la temperatura y del tamaño de partículas en la liberación de bases de algunos minerales de diferente estructura atómica, llegando entre otras a las conclusiones siguientes:

- El grado de hidrólisis de los minerales es apreciable, pero la liberación de bases varía según los minerales y según los iones para un mismo mineral; por ejemplo, el Hierro se libera menos que el Potasio.
- La liberación de bases aumenta al decrecer el tamaño de las partículas.
- La liberación de bases es rápida al principio, pero decrece sensiblemente al cabo de pocos días, posiblemente por la acumulación de los productos de la alteración sobre la superficie.
- El orden según el cual los minerales liberan bases, sigue aproximadamente la serie de Goldich.

El grado de subdivisión de un material, tiene gran importancia agronómica, no sólo por el comportamiento mecánico (textura, plasticidad), sino por sus propiedades físico-químicas (capacidad de intercambio iónico) que inducen las partículas mas finas, en particular de la fracción arcilla.

Efecto del drenaje sobre la alteración

Puesto que las reacciones químicas de alteración son reacciones de equilibrio, la desaparición o presencia en el medio de los productos de una reacción, puede hacer que esta tienda respectivamente, a la derecha o a la izquierda.

En la alteración de la ortosa se pueden dar dos caminos según drenaje libre o restricto (Loughnan F. C. 1969).

Con drenaje libre, el K^+ se pierde como KOH y se forma caolinita:

$$2\ KSi_3AlO_8 + 3\ H_2O \longrightarrow Si_2Al_2O_5(OH)_4 + 4\ SiO_2 + 2\ KOH$$

ortosa caolinita

En cambio, con drenaje restringido, el K^+ no se pierde totalmente, sino que pasa a integrar otro mineral como la illita:

$$3\ KSi_3AlO_8 + 2\ H_2O \longrightarrow K(Si_3Al)Al_2O_{10}(OH)_2 + 6\ SiO_2 + 2\ KOH$$

ortosa illita

Un taponamiento de la roca debido a un drenaje defectuoso, una lenta circulación de las soluciones del suelo sobre todo en clima seco, determinan la formación de arcillas con mucha capacidad de retención. Por el contrario, con mayor percolación se diluye la solución que está en contacto y la composición de los minerales neoformados.

|

La alteración no sigue un único camino

Todd T. W. (1968) y por Teruggi M. E. y R. R. Andreis (1971) señalan que los factores que deciden este orden de alterabilidad de los minerales son:

- La estructura cristalográfica.
- Disponibilidad de ciertos iones en la estructura de un mineral, que tengan capacidad potencial de reaccionar.
- Grado de saturación de las soluciones del medio respecto de estos iones.
- Características micro meteorológicas del medio en que se desarrolla la alteración y su influencia en la concentración de las soluciones.
- Efecto inhibitorio o potencializado causado por los productos de la reacción de otros minerales asociados al mineral en cuestión.

O sea, que los caminos alternativos que puede seguir la alteración de un mineral, depende de los iones reaccionantes, su concentración y de las fases minerales que se producen en el curso de la reacción.

En el caso estudiado por Todd la albita resultó más estable que la ortoclasa, debido a que en el medio la concentración de Sodio era francamente superior a la del Potasio; una relación inversa de estas concentraciones podría revertir el equilibrio.

La mayor o menor disponibilidad de un ión no depende únicamente de la composición química del mineral en cuestión, sino de la composición química de todos los minerales sujetos a alteración presentes en el medio. Todd interpretó que la baja disponibilidad de K^+ se debió a una abundante vegetación que pudo absorber del medio, importantes cantidades de Potasio, aumentando así la proporción relativa del Sodio.

Teruggi M. E. y Andreis R. R. (1971) observan que hay numerosas formaciones sedimentarias cuyas composiciones mineralógicas se apartan considerablemente de lo que cabría esperar en base al orden de estabilidad de Goldich, y que están dominadas por plagioclasas frescas, piroxenos y anfíboles.

Según estos autores, estos hechos pueden explicarse atendiendo a ciertas condiciones como ser mineralogía de las rocas madres y características climáticas que, para la "supervivencia" de anfíboles y piroxenos, debieron ser de aridez.

Estos minerales, no obstante su alto grado de redondeamiento (expresión de un prolongado transporte), se mantienen paradójicamente sin signos de alteración química.

Los citados autores, entre otras observaciones y conclusiones expresan que:

- existen formaciones sedimentarias de tipo continental, que se caracterizan por la presencia de minerales alterables (plagioclasas, piroxenos, anfíboles).
- Las formaciones sedimentarias con abundancia de minerales alterables, provienen de basaltos y andesitas que se encuentran en regiones áridas o semiáridas, y bajo estas condiciones se efectuó el transporte.
- Por lo tanto, la abundancia de minerales alterables puede considerarse como el resultado de la relación "disponibilidad/clima".
- Las secuencias de estabilidad tradicionales son aplicables a los climas húmedos, pero en condiciones de aridez, este orden aparente se invierte, con la consiguiente persistencia de especies consideradas inestables.

Factores de intensidad de la alteración

Actúan en procesos muy complejos que para su estudio dividiremos:

1- Factores degradativos, que dan origen a productos más simples.

2- Factores agradativos, que dan origen a productos más complejos.

Sobre ambos factores actúan solamente agentes abióticos del ambiente o con incidencia biológica como se indica en el siguiente cuadro.

	Degradativos	**Agradativos**
Abiógenos	Disolución Hidrólisis	Hidratación Neogénesis
Biógenos	Quelación Acción de ácidos orgánicos	Carbonatación Síntesis silíceas y calcáreas

Tabla1. *Factores de intensidad de la alteración.*

Mecanismos abiógenos degradativos

El agua es un agente de importancia tal, que difícilmente en la litosfera y aún los suelos tenga lugar una reacción química sin su intervención.

Propiedades del agua:

El agua al que nos referimos no es pura, sino que es una solución cuyo solvente es H_2O en el sentido químico del término. Al ser una solución, disminuye su actividad química según el soluto y la actividad del mismo como se aprecia en la siguiente tabla.

Fuerza iónica Moles l^{-1}	Actividad del agua en una solución de	
	NaCl	KCl
1	0,9669	0,9682
4	0,8515	0,8702

Tabla 2. *Influencia de los electrolitos en la actividad del agua.*

El agua en el medio físico de la alteración no se encuentra libre, sino que es *agua confinada* en los poros del medio, y está por lo tanto, sujeta al potencial mátrico, por efecto de la capilaridad y por efecto de la adsorción que ejercen las superficies, la adhesividad de las moléculas de agua y su cohesividad.

Potencial mátrico (Bar)	Diámetro de poros(μm)	Actividad del agua
0,01	30	0,9999
0,1	3	0,9993
1	0,3	0,9929
10	0,03	0,9312
100	0,003	0,4903
1000	-------	0,0008

Tabla 3*. Relaciones entre potencial mátrico, diámetro de poros y actividad del agua a 25°C.*

En la tabla 3 se observa como disminuye la energía libre del agua dentro de los poros de confinamiento.

Disolución

Como se sabe, la molécula de agua es fuertemente bipolar; cuando ésta toma contacto con una sustancia sólida, orienta sus dipolos según se enfrente a iones positivos o negativos.

Se produce así una modificación del campo eléctrico en el entorno del ion, y de este modo, la energía que lo une con el sólido resulta disminuida y aún superada por la atracción que sobre él ejercen los dipolos de agua, produciéndose su separación de la red cristalina.

Una vez que el ion fue separado de la estructura, entra en juego la constante dieléctrica del agua, que es particularmente alta (ε = 81). Más aún, los radios efectivos de los iones se ven aumentados por las moléculas de agua a las que estadísticamente se asocian, ver tabla 4 con los datos de Millot G. 1964, con todo lo cual la fuerza de atracción entre iones (simples o complejos), se ve disminuida, y estos quedan en disolución.

	Radio Å	Potencial Iónico (Qh)
Mg^{2+}	3,45	0,58
Fe^{2+}	3,42	0,58
Mn^{2+}	3,42	0,58
Ca^{2+}	3,07	0,65
Li^{+}	2,36	0,46
Na^{+}	1,83	0,54
K^{+}	1,24	0,80

Tabla 4*. Radios de iones hidratados de diversos elementos y su potencial iónico.*

En los procesos de alteración y de pedogénesis se reconocen dos tipos de disolución (van Breemen N. & R. Brinkman, 1976):

-disolución completa.

-disolución incompleta.

Ejemplos de disolución completa los constituyen:

-La disolución de la calcita por el H_2CO_3

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \longrightarrow Ca^{2+} + 2\,HCO_3^-$$

O bien la disolución de la forsterita (olivina magnésica):

$$Mg_2SiO_4 + 4\,H_2CO_3 \longrightarrow 2\,Mg^{2+} + 4\,HCO_3^- + SiO_2 + 2\,H_2O$$

En cambio, los aluminosilicatos presentan caminos de disolución menos sencillos:

$$\mathbf{2\,KSi_3AlO_8 + 2\,H_2CO_3 + 9\,H_2O \rightarrow Si_2Al_2O_5(OH)_4 + SiO_2 + 2\,H_2O + 2\,K^+ + 2\,HCO_3}$$

ortosa caolinita

Se trata así de una disolución incompleta pues de ella ha quedado como residuo un nuevo compuesto: la caolinita.

Hidrólisis

Hidrólisis es el mecanismo de alteración consistente en la reacción de los iones H^+ y OH^- del agua con los iones de una roca o mineral.

Stevens R. E. y M. K. Carron (1948) comprobaron experimentalmente la acción hidrolisante del agua, moliendo minerales a tamaño limo o más fino y dejándolos sumergidos en agua. Se comprobó la liberación de sílice, de alúmina y también de alcalinos o alcalino-térreos en algunos casos. Cuando estos últimos estaban presentes en el mineral, la solución elevaba su pH, a veces muy sensiblemente; en caso contrario, adquiría pH ácido.

Estos pH se conocen como pH de abrasión pues los minerales habían sido sometidos a molienda con la consiguiente abrasión de los mismos.

Mineral	Composición	pH de abrasión
Olivina	$(Mg, Fe)_2 Si O_4$	10, 11
Augita	$Ca (Mg, Fe, Al)(Al, Si)_2O_6$	10
Albita	$Na Al Si_3 O_8$	9, 10
Biotita	$K(Mg,Fe)_3(Al Si_3)O_{10}(OH)_2$	8, 9
Anortita	$Ca Al_2 Si_2 O_8$	8
Muscovita	$K Al_2 (Al Si_3) O_{10} (OH)_2$	7, 8
Gibbsita	$Al (OH)_3$	6, 7
Hematita	$Fe_2 O_3$	6
Siderita	$Fe C O_3$	5, 7

Tabla 5*. pH de abrasión de algunos minerales por Loughnan F. C. (1969).*

Las reacciones posibles son las siguientes:

$(Mg, Fe)_2 SiO_4 + 4H_2O \longrightarrow H_4SiO_4 + (2Mg^{2+} + 4 OH^-)$

olivina alcalino

$2NaSi_3AlO_8 + 9H_2O \longrightarrow Si_2Al_2O_5(OH)_4 + 2H_2SiO_3 + 2(Na^+ + OH^-)$

halloysita alcalino

$FeCO_3 + 2H_2O \longrightarrow Fe(OH)_2 + (2H^+ + CO_3^{2-})$

siderita ácido

Estas experiencias son muy importantes pues aparte de mostrar de donde provienen las fuentes de alcalinidad en los suelos y medios de alteración.

Los iones liberados por el proceso mencionado pueden seguir diferentes caminos:

- quedar en la solución del suelo y ser absorbidos por las plantas o microorganismos.
- Ser adsorbidos por las arcillas o la materia húmica del suelo.
- Mantenerse en solución e ir a cuencas cerradas de salinas, lagos o por cuencas abiertas de ríos a los océanos.
- Las sustancias disueltas pueden presentarse en forma iónica (NaCl o KNO_3) o en forma molecular (SiO_2). Cuando son transportadas por las corrientes fluviales, constituyen el muestrario de las sustancias que son liberadas en las cuencas de las mismas, como se observa en el siguiente cuadro.

	CO_3	SO_4	Cl	NO_3	Ca	Mg	Na	K	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
A	21,32	8,49	3,96	1,32	9,06	1,51	12,08	3,4	37,73		1,13
B	47,22	4,43	2,14	1,86	22,85	5,86	3,86	1	10,71		0,07
C	12,84	1,15	10,32	0,97	0,38	2,65	10,93	1,69	55,92		3,15
D	34,75	7,37	3,85		21,12	2,57	1,94	2,31	18,8	7,29	
E	34,98	15,37	6,21	1,6	20,5	5,38	8,33		7,05	0,45	0,13
F	35,15	12,14	5,68	0,9	20,39	3,41	5,79	2,12	11,67	2,75	

***Tabla 6**. Sales % en aguas fluviales.*

Referencia: A Cuenca de rocas silíceas

B Cuenca de rocas calcáreas

C Área de laterización

D Río Amazonas

E Río Misisipi

F Promedio mundial

Mecanismos abiógenos agradativos

Hidratación

Por ser el agua especie siempre presente en los medios de alteración química, las formas hidratadas son siempre más estables que sus equivalentes anhidros:

$Ca\ SO_4 + 2\ H_2O \longrightarrow CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$

Anhidrita yeso

$Al_4(SiO_{10})(OH)_8 + 4\ H_2O \longrightarrow Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8 \cdot 4\ H_2O$

Caolinita Halloysita

Reacciones de óxido-reducción

Las reacciones redox se ubican en una doble transición:

- entre *bióticos y abiótico*, pues si bien una reacción redox puede desarrollarse sin participación de la faz biótica, los microorganismos pueden activarla extraordinariamente.
- entre *degradativa y agradativa*, una reacción de oxidación o de reducción puede aumentar o disminuir la complejidad original:

$Fe_3O_4 + 8H^+ + 2e^- \longrightarrow 3Fe^{2+} + 4\ H_2O$ (reducción degradativa)

$Fe_3O_4 + 8H^+ \longrightarrow 3Fe^{3+} + e^- + 4\ H_2O$ (oxidación degradativa)

Las inversas de estas ecuaciones son agradativas.

Las reacciones redox son de particular importancia respecto de aquellos elementos que pueden presentarse con más de una valencia (Fe, Ti, Mn) y que con esta cambia su solubilidad.

El estado de oxidación de un elemento es una de las determinantes de su solubilidad, de su reactividad, de poder servir de sustrato a las reacciones bióticas y en consecuencia ser más o menos móvil y ser más o menos aprovechable por los organismos.

Las reacciones de oxido reducción se formulan mediante la transferencia de electrones de un dador que se oxida a un aceptor que se reduce.

En el suelo y medios de alteración, el gran agente dador de electrones es la materia orgánica. Un esquema elemental de la fotosíntesis muestra que:

$$6\ CO_2 + 6\ H_2O + \text{energía} \longrightarrow C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2$$

El oxígeno O^{2-} fue oxidado emitiéndose como O_2, quedando como resultado materia orgánica reducida.

En los procesos oxidativos en el suelo de respiración el principal aceptor de electrones es el O_2 que se encuentra en el aire o disuelto en agua. En caso de no estar disponible o no ser suficiente, pasan a ser aceptores otros iones simples o compuestos. El orden de aprovechamiento lo dan los potenciales de electrodo de las hemireacciones respectivas. En la tabla 7 se observa el orden de utilización de los principales aceptores de electrones, potenciales de equilibrio (Eh) a pH 7 y potenciales de estas reacciones medidas en el suelo, según Bohn *et al.,* 1985.

Reacción	**Eh a pH 7 (v)**	**Eh en los suelos (v)**
Desaparición de O_2 $\frac{1}{2} O_2 + 2e^- + 2H^+ = H_2O$	0,82	0,6-0,4
Desaparición de NO_3^- $NO_3^- + 2e^- + 2H^+ = NO_2^- + H_2O$	0,54	0,5-0,2
Formación de Mn^{2+} $MnO_2 + 2e- + 4H^+ = 2Mn^{2+} + H_2O$	0,17	0,3-0,1
Formación de Fe^{2+} $FeOOH + 1e^- + 3H^+ = Fe^{2+} + H_2O$	0,17	0,3-0,1
Formación de HS^- $SO_4^{=} + 9H^+ + 6e^- = HS^- + 4H_2O$	-0,16	0,0-(-0,15)
Formación de H_2 $H^+ + 1e^- = 1/2H_2$	-0,41	-0,15-(-0,22)
Formación de CH_4 (fermentación) $(CH_2O)n = n/2\ CO_2 + n/2CH_4$	----	-0,15-(-0,22)

Tabla 7. *Reaccion de los principales aceptores de electrones, potenciales de equilibrio (Eh) a pH 7 y potenciales de estas reacciones medidas en el suelo*,

Cuando la disponibilidad de O_2 es insuficiente, los dadores de electrones se ven forzados a utilizar progresivamente aceptores de electrones que liberan menos energía en el proceso de oxidación.

Si se recuerda la ecuación de Nernst

$$Eh = Eh° - \frac{RT}{nF} \ln \frac{(RED)}{(Ox).(H^+)^m}$$

Donde **Eh°** es el potencial normal de la reacción, **R** es la constante universal de los gases, **T** la temperatura absoluta, **n** el número de electrones transferidos en la correspondiente ecuación redox, **F** la constante de Faraday, **(Ox, H^+)** actividad, Red y Ox respectivamente forma reducida y oxidada, **m** el número de protones implicados por mol y **Eh** el potencial resultante, efectuando operaciones y transformando logaritmos naturales en logaritmos decimales, resulta:

$$Eh = Eh - \frac{0,059}{n} \log \frac{(red)}{(Ox)} + 0,059 \frac{m}{n} pH$$

Como se ve, dos propiedades de gran importancia (Eh y pH) para un medio de alteración, son relacionadas mediante esta ecuación. En el diagrama Eh-pH del gráfico 1 se pueden delimitar los campos de estabilidad de las formas iónicas (en solución) o formas en estado sólido de los reaccionantes y productos de una reacción.

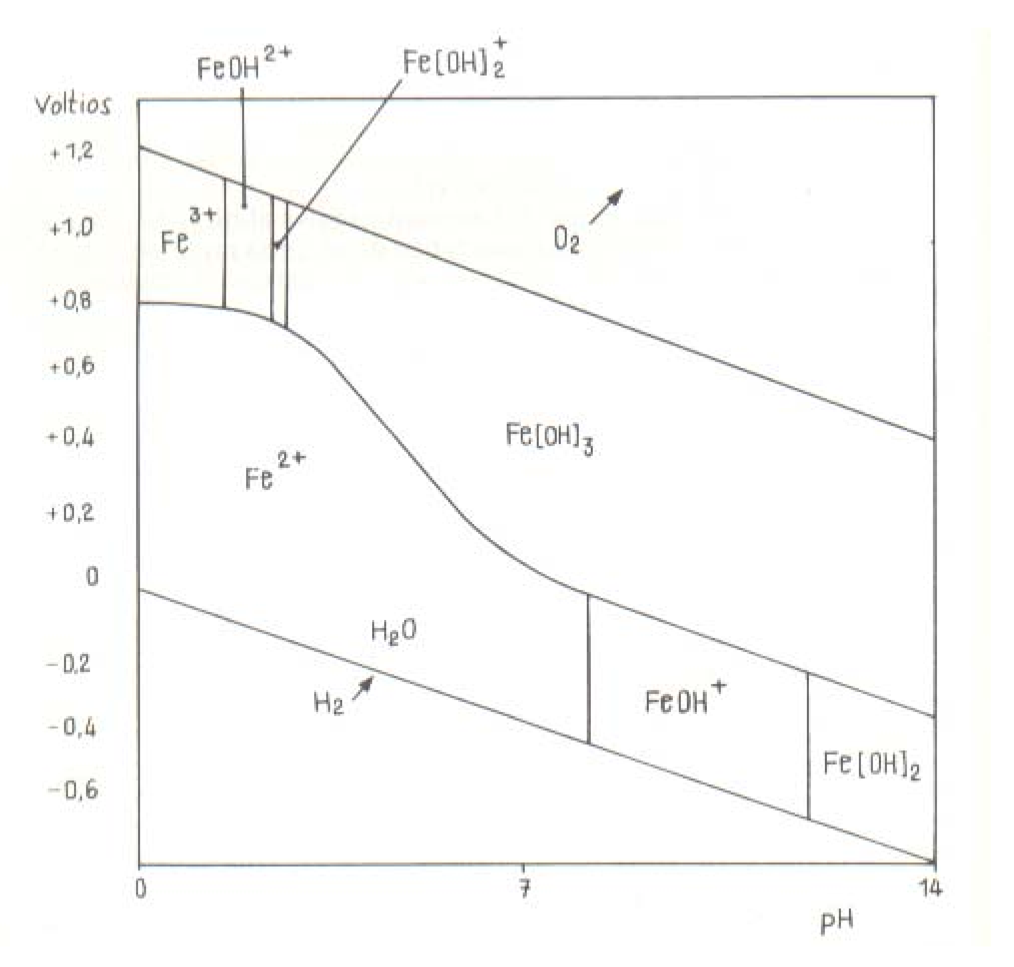


***Gráfico** 1. Formas del hierro en los suelos, en función del pH y el potencial redox, según Segale 1964.*

Sin embargo, estos campos de Eh-pH que fueron profusamente utilizados, merecen algunas críticas:

- La ecuación de Nernst es una ecuación límite y esta formulada para condiciones normales de temperatura y presión. En cuanto a la temperatura no hay problema pues en los medios de alteración no se aparta mucho de la normal. Pero la presión puede ser mucho mayor que la normal debido a la tensión matricial.
- En segundo lugar, la ecuación de Nernst no se aplica muy bien a los medios con una gran complejidad de formas disueltas como son los suelos.
- En tercer lugar, en el suelo y medios de alteración, la concentración de las soluciones puede ser muy superior a las elevadas diluciones que supone la ecuación de Nernst. (Nalovic L.y G. Pedro).

Si bien los procesos redox no necesariamente deben producirse con la intervención biológica, esta puede llegar a ser un activador notable de esas reacciones. Zajic J.E. (1969) señala que la bio-oxidación del sulfuro ferroso (pirita), es treinta o más veces intensas, cuando el medio es ácido, que la oxidación abiótica. El microorganismo

activante es el Thiobacillus ferrooxidans. Más aún si se tiene en cuenta que muchas reacciones redox pueden ser producidas por microorganismos anaerobios, es decir, que operan en ausencia de oxigeno, podrán comprenderse la importancia de los agentes bióticos en este proceso.

Mecanismos Biógenos Degradativos

Quelación

Se llama quelato (del griego kelé, pinza de cangrejo), al ligando que tiene dos o más puntos de unión respecto a un ion metálico central. Este mecanismo es de gran importancia en la alteración y en el suelo, y esta desempeñado por ácidos orgánicos policarboxilados de cadena corta como oxálico, tartárico, acético, aspártico, salicílico. Estos ácidos con sus grupos - COOH forman la "pinza" que envolverá al ion metálico que con aniones naturales formaba compuestos de muy baja solubilidad y forma con él un ion complejo soluble.

La quelación tiene gran importancia edafológica: la mayoría de los oligoelementos necesarios para la vida quedan a disposición de las plantas gracias a la quelación.

Huang W.A. y W.D. Keller (1970) mediante 1.080 análisis compararon la disolución de varias plagioclasas en agua desionizada y soluciones 0,01 M de ácidos acético, aspártico, salicílico y tartárico durante lapsos que fueron de unas pocas horas a 21 días. Se midió la liberación de Si, Al, Fe, Ca, Mg, K y Na. El grado de liberación de estos iones dependió:

- De la estructura del mineral (serie de Goldich).
- De los agentes quelantes empleados: los ácidos acéticos y aspártico mostraron un efecto complejante más débil que el salicílico y tartárico.

Las diferentes reactividades entre agentes quelantes y minerales se deben a la compatibilidad estérica entre ambos, o sea, que la arquitectura molecular del ligando le permitirá captar o no el ion metálico de la superficie del mineral.

Estos ácidos pueden producirse durante el proceso de mineralización. La quelación es por supuesto un mecanismo degradativo pues descompone a la materia mineral.

La acción de los ácidos orgánicos: ácidos Húmicos y fúlvicos

Graham E. R. (1941) estudio la acción de diversas sustancias como agentes de alteración de la anortita; comparo los efectos del ácido húmico, agar saturado de hidrogeno, bentonita saturada de hidrogeno y ácido acético. El más energético fue el ácido húmico.

La experiencia se había realizado por un espacio de 110 días midiendo el pH resultante y la liberación de Ca^{2+}. La mayor actividad se registró dentro de los primeros 30 días.

También otros autores investigaron la alteración mediante ácidos húmicos y fúlvicos. Ya en 1964 investigadores soviéticos habían comprobado la migración y acumulación de varios elementos químicos (U, Ge, Mo, Mn, Co, Ni y otros) debido a la acción complejante de los ácidos húmicos (Sotnikova C.F. 1975). Schnitzer M. y H. Kodama (1976) atribuyen a grupos funcionales COOH, OH fenólicos y C = O la capacidad complejante de las sustancias húmicas por comparación con el efecto especifico de dichas funciones químicas frente a distintas micas.

Tan K.H. (1980) estudia la liberación de Si, Al, y K atacando microclina, biotita y muscovita con ácido húmico y fúlvico a pH 7 y 2,5 (este último pH, es preciso señalarlo, muy difícilmente se da en la naturaleza). A pH 7 tanto los ácidos húmicos como los fúlvicos fueron capaces de disolver solo muy pequeñas cantidades de Si, Al, K, y esto al cabo de 800 a 1.000h de tratamiento lo cual, según el autor, esta en concordancia con lo que ocurre en la naturaleza.

Acciones Microbianas directas

Otras experiencias que también dieron resultados positivos se realizaron sometiendo minerales o rocas a la acción de organismos diversos: líquenes (Schatz, 1963); hongos (Muller y Forster, 1965); bacterias (Ivarson et al., 1978); extractos de micorizas (Mojallali y Weed, 1978; Leyval y Berthelin, 1982); también se utilizaron soluciones nutritivas inoculadas con suelos de diversas cubiertas forestales (Sawhney y Voigt, 1969).

Berthelin J. (1971) experimentando con la flora microbiana compleja proveniente del horizonte A de un suelo de bosque de Francia aplica sobre la regolita granítica que constituye el horizonte C de dicho suelo, comprobó que la acción microbiana se desarrollaba mediante metabolitos agresivos (ácidos acético, butírico, láctico, succínico cítrico y también amoniaco) sintetizado por dicha flora, dando como resultado la solubilización de Al, Ca, Fe, Mg y Mn.

Mecanismos Biógenos Agradativos

Carbonatación

Este mecanismo consiste en la combinación de los cationes producto de la alteración con el CO_2 respiratorio de los organismos y raíces presentes, según la siguiente reacción:

$$CO_2 + H_2O \longrightarrow H_2CO_3$$

El ácido carbónico es un ácido débil y aunque el aire del suelo contiene 10 veces más CO_2 que el aire atmosférico, no por ello el carbónico tiene efecto atacante.

No obstante, este ácido es importante en la alteración, pues al combinarse con un catión (en particular un alcalino - térreo) da producto de muy baja solubilidad, llevando así la reacción a la derecha:

$$Ca^{+2} + H_2CO_3 \longrightarrow 2H^{+} + CaCO_3$$

Esta reacción es bastante generalizada, se la conoce como *carbonatación* y es agradativa.

Formación de fitolitas

En muchas plantas el SiO_2 se presenta como material incrustante en las células epidérmicas para darles resistencia, o llenándolas completamente y dando origen a corpúsculos de tamaños desde celular hasta de arena.

Estos corpúsculos reciben el nombre de fitolítos y se presentan en especies de los géneros Festuca, Cyperus, Calluna, Pinus, Fagus, Abbies, tienen una vida media en el suelo de 150 a 6500 años y pueden formar en los suelos bajo vegetación que los posee en abundancia, horizontes de varios cm de espesor y constituyen por lo tanto, una etapa importante en el ciclo biogénico del SiO_2.

La formación de fitolítos es un proceso netamente agradativo, pues el SiO_2 pasa de la forma soluble en que es absorbido a la forma de ópalo subcristalino en que se encuentra en los fitolítos. (Kutuzova R.S. 1968; Strasburger E. et al., 1974; Bartoli F. y L.P. Wilding, 1980).

Distribución de los principales tipos de alteración

Pedro G. (1968) ha resumido estos hechos, distinguiendo a escala mundial cuatro tipos fundamentales de alteración:

1- La queluviación (o podsolización), alteración bioquímica de los climas fríos;

2- La bisialitización de los climas templados (arcillas 2/1);

3- Monosialitización de los climas tropicales de humedad media (arcilla 1/1), y

4- La alitización de los climas ecuatoriales muy húmedos. Estas observaciones aparecen condensadas en el siguiente cuadro.

Tipos de alteración climática

Importantes causas de la alteración de las rocas son las lluvias y la temperatura impuesta por el clima. Cuando los factores climáticos son los mínimos, como en los desiertos fríos o en los desiertos cálidos y secos, el suelo no evoluciona.

En el caso de que el clima no sea el mismo, también tienden a modificarse otros factores y encontramos suelos distintos sobre rocas idénticas.

Así, en las zonas del norte de Europa y sobre un granito de composición media existen unos suelos poco desarrollados (Entisoles). Pero en Francia, bajo un clima templado húmedo, encontramos suelos lixiviados (Alfisoles y Molisoles). Y en Costa de Marfil, bajo un clima tropical húmedo, sobre un granito idéntico existe un suelo ferralítico (Oxisoles).

De manera similar sobre un mismo material originario en la Argentina, como el Basalto, roca volcánica de color negro con presencia de alvéolos, se encuentran suelos diferentes, según la variación de las condiciones climáticas, actividad biológica, relieve, considerando que el factor tiempo ha sido suficientemente extenso como para facilitar la evolución mas completa del sistema. Así en condiciones de bajas temperaturas y altas precipitaciones de la región cordillerana sur con bosques de coníferas se forman suelos ácidos (Andisoles) con horizontes muy lavados y de colores grisáceos a pardos, pueden observarse procesos de migración de sustancias. Este mismo material originario en las serranías de Lihuel Calel, del sur de la Pampa, donde las temperaturas son algo mas elevadas que en el primer ejemplo y con precitaciones escasas se observan suelos esqueléticos, pobres en materia orgánica, con un desarrollo incipiente de los horizontes y su estructura (Entisoles). No se aprecian procesos de formación de arcillas. En Concordia, Entre Ríos, el basalto forma suelos con mucha arcilla (Vertisoles), muy oscura, rica en materia orgánica, con una estructura muy expresada al igual que la diferenciación de horizontes. En Misiones, bajo condiciones tropicales, el basalto es material original de suelos rojos, ferralíticos (Oxisoles), muy acidificados por el lavado de bases.

Clima	Vegetación	Tipo de alteración	Tipo de arcilla	Suelos
Clima húmedo/ frío	Resinosas y Ericáceas	Alteración biológica (neoformación nula)	Montmorillonita Alofana	Andisoles
Clima templado	Pradera Bosque frondoso	Alteración biológica Alteración climática (neoformación débil)	Ilita	Molisoles Alfisoles
Clima continental Clima mediterráneo	Estepa Bosque seco	Alteración biológica Neoformación media Bisialitización	Ilita+ montmor. Montmor. + ilita	Molisoles Alfisoles Vertisoles
Clima tropical	Bosque tropical	Alteración biológica Neoformación fuerte monosialitización	Caolinita (+ ilita)	Molisoles Ultisoles
Clima ecuatorial húmedo	Bosque denso umbrófilo	Alteración biológica Neoformación débil alitización	Gibbsita (+caolinita)	Ultisoles Oxisoles

Pedro G. (1968) utilizando profusa información, separa en primen lugar el dominio de la alteración puramente física del de la alteración química.

El primero se extiende en todas las regiones privadas de agua en forma líquida, ya sea por el frío (latitudes o altitudes extremas), o por extrema sequedad, desde los "desiertos absolutos", a las regiones de régimen fluvial arréico debido justamente al predominio de la evaporación sobre la precipitación. Este dominio de la alteración exclusivo o muy predominantemente físico, alcanza aproximadamente un 14 % de la superficie de los continentes.

El 86 % restante, se caracteriza por la presencia de agua líquida y por una cobertura vegetal más o menos desarrollada. Este dominio se subdivide según diferentes tipos de alteración química, basándose en las relaciones SiO_2/Al_2O_3 y SiO_2 /cationes básicos, encuadradas dentro de los parámetros pluviometría y temperatura media anuales.

A) La alteración se desarrolla en condiciones acidificantes y complejantes, las que facilitan la movilidad de Al^{3+} (y del Fe^{2+}) como quelatos, con lo cual estos cationes son removidos por las aguas de drenaje.

Este proceso fue denominado ***queluviación*** y se caracteriza por que en los horizontes eluviales la relación SiO_2/Al_2O_3 es superior a la unidad, se propicia la ***podsolización.***

B) Si la alteración se desarrolla en ausencia de sustancias quelantes, y el medio no es fuertemente ácido, el aluminio no tiene posibilidades de movilizarse y por lo tanto de migrar del medio. La alteración se produce por *hidrólisis*.

Este tipo de alteración se caracteriza por que la movilización del Al_2O_3 es menor que la del SiO_2. Este proceso a su vez, presenta tres facetas:

1) Si la lixiviación del SiO_2 es débil, la concentración resultante en este compuesto es suficiente para la formación de esméctICAS, con retención de Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ y Na^+ por adsorción. Este proceso fue denominado ***bisialitización*** (dos capas con Si por una con Al).

2) Si la eliminación de la sílice es mas importante que en el caso precedente, la concentración de SiO_2 no permite sino la formación de minerales tipo caolinita. Este proceso fue denominado ***monosialitizacion*** (solo una capa con Si por cada capa con Al).

3) Si la pérdida de SiO_2 es muy intensa, su concentración no permitirá la formación de caolinita sino en grado muy limitado. Los octaedros de alúmina quedan independientes formando gibbsita o bohemita. Este proceso fue designado ***alitización.***

Los ensayos de síntesis

Reproduciendo en forma acelerada las condiciones del medio sobre la neogénesis de minerales se generan por las vías experimentales nuevos minerales que en la naturaleza poseen un muy largo proceso de obtención.

En una alteración "in vitro", Pedro G. (1961) demostró el efecto de la lixiviación (lavado o remoción de sustancias solubles), mediante experiencias aceleradas que simulaban la alteración de minerales bajo condiciones tropicales húmedas.

En un extractor de Soxhlet colocó fragmentos de rocas: basalto, traquiandesitas y granito en experiencias independientes.

Mediante un dispositivo hizo que el agua destilada proveniente del balón, que era mantenida en ebullición y condensada en el refrigerante, cayese sobre los fragmentos de rocas a razón de aproximadamente 980 mm/día. El procedimiento se esquematiza en el gráfico siguiente:

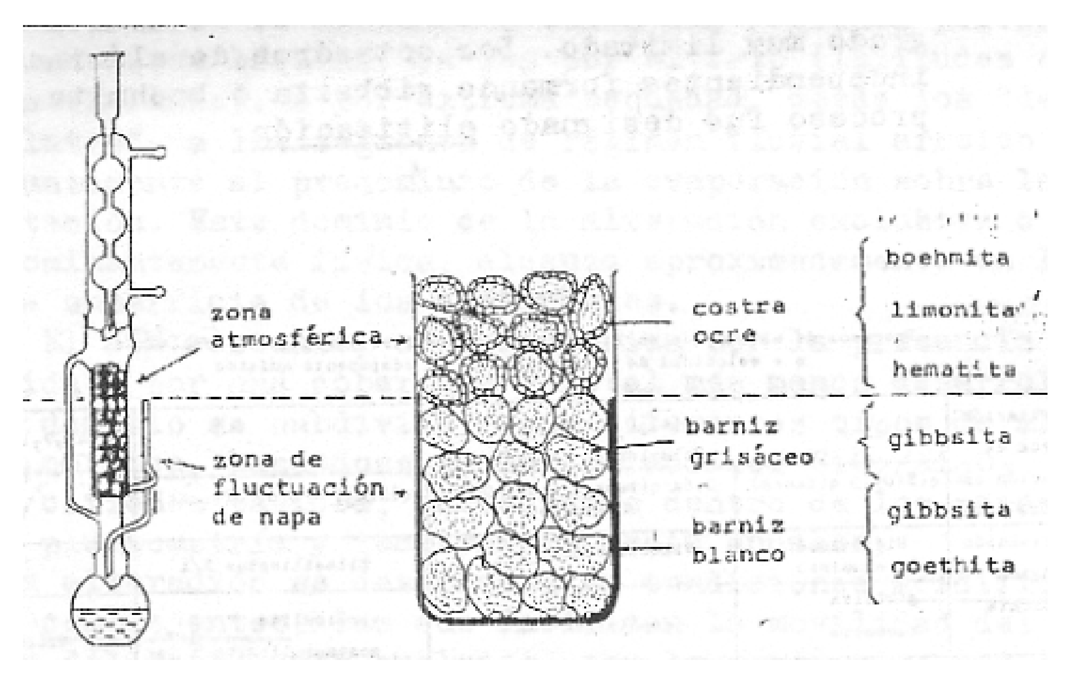


Figura 1. *Resultado de la lixiviación acelerada de fragmentos de basalto tras dos años de tratamiento, sugún Prdro G*

Un sifón descargaba el agua que hasta cierto nivel se acumulaba dentro del receptáculo del extractor, creando así una "zona atmosférica" nunca saturada de agua y una "zona de napa fluctuante".

La experiencia, que se extendió por un término de 26 meses permite diferenciar las dos zonas ya mencionadas, mas una "zona de acumulación de lixiviados" constituida por el contenido del balón, el agua destilada al principio de la experiencia, resultando al final una solución de sílice, alcalinos, alcalino térreo y un poco de alúmina con un pH de 9 a 10.

Como resultado de la experiencia se obtuvieron minerales secundarios. Respecto de los mismos adviértase que:

- En la zona atmosférica predominaron la bohemita y la stilpnosiderita; la gibbsita y la hematita eran poco abundantes.
- En la zona de napa fluctuante predominaba la gibbsita, presentándose la goethita en pequeñas cantidades.

Esta asociación de minerales define el tipo de alteración "ferralítico" (presencia de hierro y aluminio).

El autor comparó los resultados de esta alteración "in vitro" con las costras de alteración existentes en Surinam para el Basalto y en Camerún para la roca granítica. Ambas regiones presentaron muy elevados índices de precipitación fluvial.

Es de destacar la alta coincidencia que obtuvo entre las alteritas (resultado de la alteración de la roca por efecto de la erosión química) de la experiencia y las naturales de las regiones mencionadas.

La pluviosidad y las propiedades químicas del medio

Su influencia en los procesos de neogénesis:

- Concentración de sales.
- Aspectos cuali-cuantitativos de la neogénesis de arcillas
- Capacidad de intercambio y bases intercambiables
- Acidez intercambiable y pH
- El pH y la solubilidad de la sílice y del aluminio
- El pH y la disponibilidad de nutrientes para los vegetales

Concentración de sales

La concentración de sales tiene importancia por la tensión osmótica que transmite al medio y la influencia de esta tensión sobre macro y microorganismos, y por los cationes y aniones que estas sales aportan.

Como ya se vio, la presencia de determinados iones dirige los caminos de la alteración y sus resultados.

El cuadro siguiente se muestra la alta correlación cuali-cuantitativa entre condición climática y cationes adsorbidos. Estos guardan formas de equilibrio con la solución del suelo.

	Na	**K**	**Mg**	**Ca**	**H**	**Total**
Región árida	30	15	20	35	0	100
Transición	2	7	14	73	4	100
Región húmeda	Trazas	3	10	20	67	100

Tabla 8. *Porciento de cationes adsorbidos según la condición climática, según Jenny H.*

Esta solución, aparte de ofrecer mayor o menor disponibilidad de nutrientes para las plantas, ofrece - como ya se vio- distintas posibilidades a la neogénesis de minerales.

Aspectos cuali-cuantitativos de la neogénesis de arcillas

Loubghnan, (1969) correlaciona el tipo y cantidad de arcilla con la pluviosidad, como se observa en el siguiente gráfico.

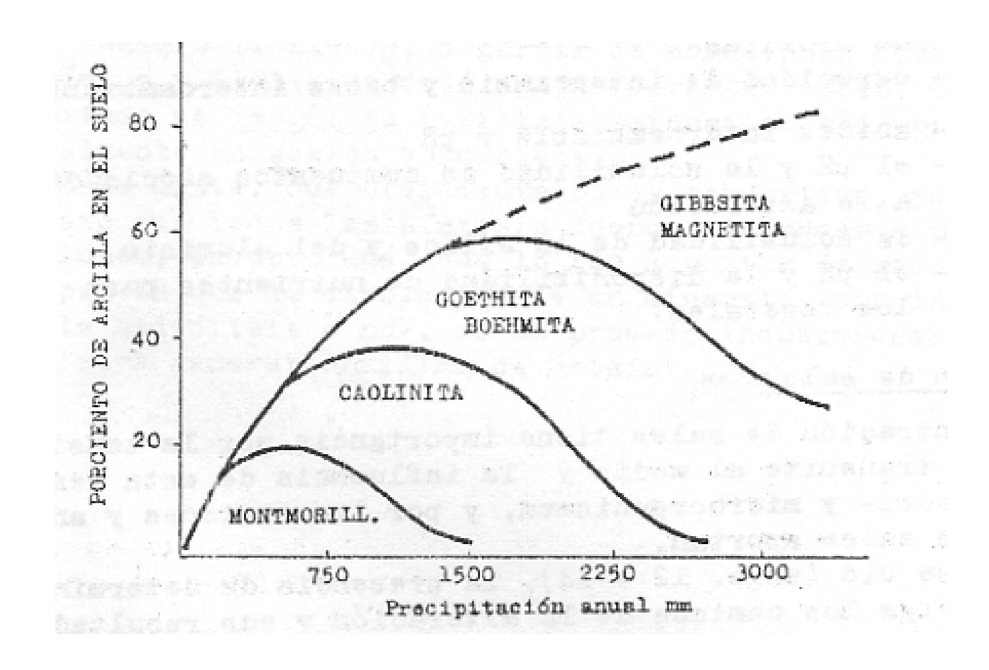


Gráfico 2*. Sucesión de tipos de arcillas predominantes según la precipitaron anual según Loughnan.*

A los tipos de arcillas generados según la precipitación, se adiciona lo referente a cantidad de arcilla, incluidas las arcillas de hidróxidos y de óxidos. Esta cantidad aumenta logarítmicamente con la precipitación.

Las tendencias que surgen de la figura están en concordancia con las descripciones de perfiles de suelos de la taxonomía USDA (2010).

En efecto, según esta taxonomía, cuanto mayor es la pluviosidad, mayor es el tenor de arcilla de los suelos lo cual se explica por una mayor hidrólisis y disolución de los minerales primarios.

Capacidad de intercambio y bases intercambiables

Jenny H. 1941 halló que la *capacidad de intercambio catiónico* (CIC) de los suelos, aumenta logarítmicamente con la precipitación (r = +0,815). La determinación fue hecha para suelos de loess pero puede extenderse en términos generales a cualquier tipo de suelo, como se observa en el siguiente gráfico.

La CIC aumenta correlativamente al incremento de la arcilla y de la materia orgánica, hasta los 1.000 mm de precipitación.

Pero hay dos parámetros mas, ambos de gran importancia.

- Bases intercambiables
- Acidez intercambiable

En la región árida, la suma de bases intercambiables iguala a la CIC. Esta situación se mantiene hasta los 650 mm anuales aproximadamente

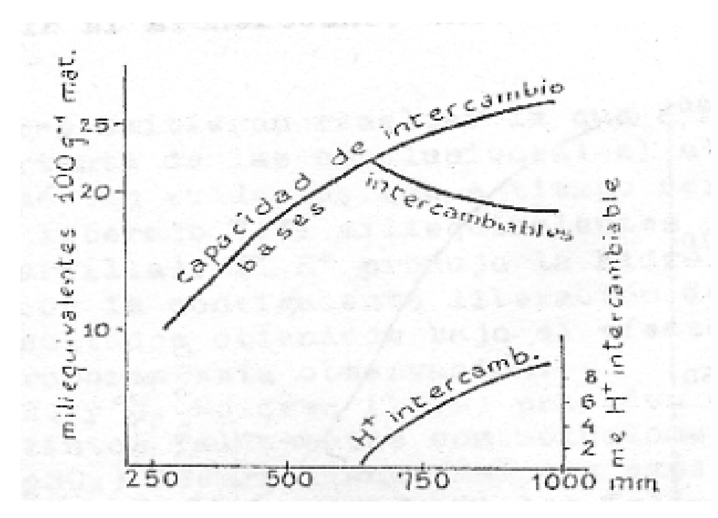


Gráfico 3. *Relación de la capacidad de intercambio, de las bases intercambiables y el hidrógeno intercambiable con la precipitación anual, según Jenny H*

Aquí se produce un cambio significativo: La precipitación va lavando las bases intercambiables, y mientras que la CIC continua creciendo con la precipitación, las bases intercambiables empiezan a disminuir, y simultáneamente aparece H^+ intercambiable, compensando cuantitativamente dicha disminución. Estos H^+ son los que constituyen la *acidez intercambiable*

Acidez intercambiable y pH

Regionalmente el incremento en el lavado de bases y en el H^+ intercambiable, tiene como consecuencia la disminución del pH. En regiones áridas, los pH son altos disminuyendo progresivamente con la pluviosidad anual.

El pH de un medio puede modificarse por la concentración de determinados agentes químicos, como sodio en zonas áridas, ácido sulfhídrico en zonas pantanosas, asociadas a deposiciones volcánicas ricas en azufre.

El pH y la hidrólisis de minerales

Davis et al., (1962) saturaron con H^+ una montmorillonita inicialmente sódica, haciéndola pasar por una resina intercambiadora.

La suspensión efluente fue sometida a una temperatura de 95ºC, habiendo tomado muestras de ella a 0-1-2-4-8 y 12 horas de iniciado el calentamiento. En las mismas se determino Al^{3+} intercambiable. Los resultados se presentan en el cuadro.

	Tiempo de calentamiento (horas)					
tiempo (h)	0	1	2	4	8	12
$cmol_cAl^{3+}$. kg^{-1} arcilla	7,71	34,3	39,7	51,2	53,4	58,5

Tabla 9. *Aluminio intercambiable aparecido en la suspensión de montmorillonita saturada con H^+ a 95ºC (Davis et al.)*

El ataque producido por el H^+ fue tan evidente que a tiempo cero de calentamiento ya habían liberado 7,71 $cmol_c$ Al^{+3} (referidos a 100 gr de arcilla). El H^+ produjo la hidrólisis parcial de la arcilla con la consiguiente liberación del Al^{3+} estructural.

El pH y la solubilidad de los compuestos asociados a la alteración

Un efecto de particular importancia del pH respecto de la alteración, es la solubilidad de los compuestos que intervienen ya sea como agente o como productos, Gráfico 4.

A excepción del Al_2O_3 que aparecen en dos curvas (pH 4 y pH 10) y que es insoluble dentro de este intervalo, y del SiO_2 que hasta pH 8 sólo es soluble en concentraciones inferiores a dos milimoles por litro, las demás curvas delimitan solubilidad a la izquierda, insolubilidad a la derecha.

Puesto que el pH de las aguas naturales varía normalmente entre 4 y 9, surge del diagrama que por ejemplo el $Fe(OH)_3$ es insoluble dentro de este rango, mientras que el $Ca(OH)_2$ es netamente soluble.

Según lo expuesto, la influencia del pH en la solubilización y lavado de muchas bases es indudable.

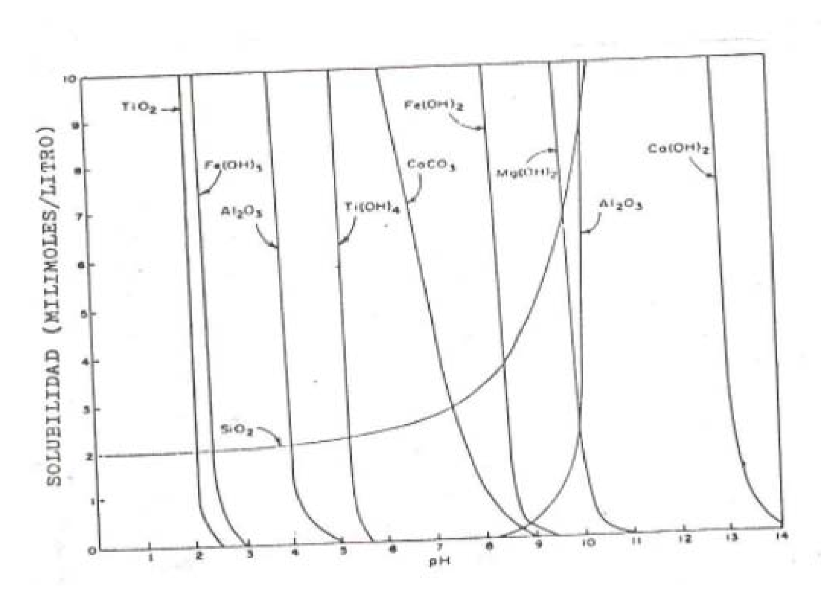


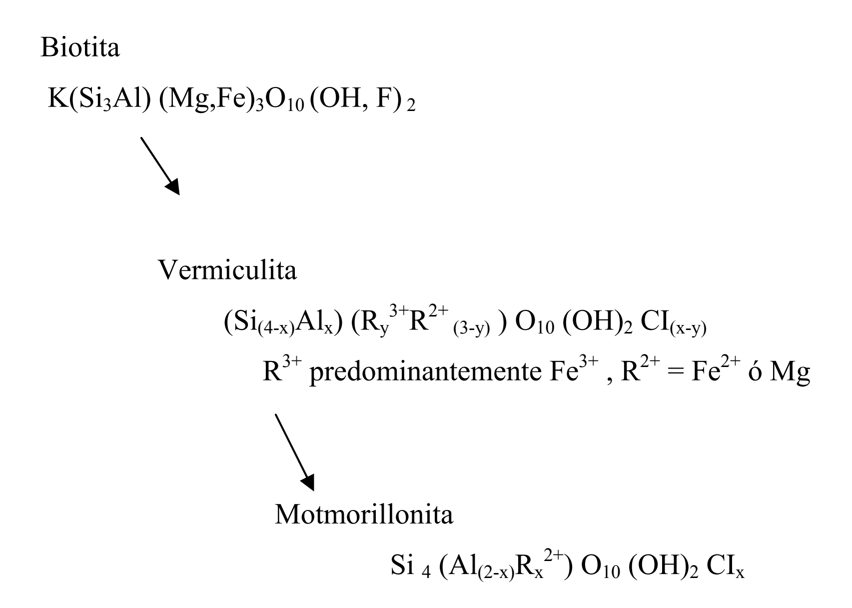
Gráfico 4. *Solubilidad de algunos compuestos producto de la alteración química en Loghnan F.*

La transformación de minerales

Se llama transformación a la formación de un nuevo mineral con características químicas o aun cristaloquímicas distintas de las originales, sin que este cambio implique un mecanismo de disolución. Tal es uno de los ejemplos que presenta Millot

(op. cit.) al referirse a la transformación de la serie biotita-vermiculita-montmorillonita.

Desarrollando las formulas se tiene:



CI=Cationes Intercambiables

En esta secuencia, la estructura tetraedro-octaedro-tetraedro se mantiene sin que intervenga la disolución.

En la primera transformación se pierde el K de intercapa y el F. El ferroso se oxida a férrico. En la segunda desaparece el Al de las capas tetraédricas y el Fe^{3+} vuelve a Fe^{2+}.

Este proceso se conoce desde hace mucho tiempo, los ejemplos son abundantes, pero no es todavía bien comprendido (Southard y Southard, 1987).

Pedro y Delmas (1980) interpretaban que habiendo suficiente agua en los poros del medio, se produce disolución (congruente o incongruente), pero cuando esta agua es intersticial y retenida a tensiones altamente negativas, no hay disolución si no una difusión de iones del mineral hacia el exterior, y que esta difusión estaría gobernada por los gradientes de potenciales químicos de dichos iones.

Los constituyentes amorfos

Los minerales neoformados presentan en general, rasgos cristalográficos menos expresados que los minerales primarios.

En los suelos, la existencia de amorfos es casi general. En los suelos y medios de alteración, cuando se trata de soluciones de sustancias solubles, hay un buen desarrolla

de cristales; pero cuando las sustancias son poco solubles el crecimiento de cristales es casi ausente, configurando el estado amorfo.

La definición de amorfo es muy general, y obviamente comprende tanto a los materiales piroclásticos (cenizas volcánicas), como a los productos amorfos de origen secundario como ser la alófana que se halla en los horizontes B de spodosoles y oxisoles, en este último caso, asociada a la gibbsita y caolinita (Marshall C. E. 1977).

La importancia de los amorfos radica en que las cenizas volcánicas, cuando son predominantes en un suelo, le otorgan buena estructura por su asociación con la materia orgánica, alta porosidad y buen nivel de fertilidad debido a su alterabilidad.

En cuento a la alófana, se estima que ésta es en muchos casos sólo un producto intermedio de la alteración; puede presentar una alta capacidad de intercambio (hasta 150 me/100 g), pero ésta es altamente dependiente del pH. La superficie específica es muy variable: de 70 a 300 m^2/g (Bohn *et al.*).

MINERALES SECUNDARIOS

LA NEOGENESIS DE MINERALES

Con él término *neogénesis* se significa aquí la formación de nuevos minerales como producto de la alteración química y/o bioquímica de otros preexistentes.

Los cambios que se producen durante la alteración son termodinámicamente exotérmicos pues liberan parte de la energía interna almacenada en los retículos cristalinos durante su formación a las altas temperaturas magmática o metamórficas para formar nuevos minerales en equilibrio con las temperaturas propias de la superficie terrestre (González Bonorino F. 1972).

Los minerales producto de la neogénesis son conocidos como minerales secundarios o deutéricos (del griego δευτεροζ (deuteros) segundo, secundario).

El proceso de neoformación implica:

1) Descomposición química de los minerales originales.
2) Síntesis de nuevos minerales a partir de las soluciones que contienen los productos solubles de la descomposición o de los residuos parcialmente solubles.

Los minerales secundarios pueden clasificarse en tres grandes grupos, yendo de las constituciones más simples a las más complejas, en:

1 sales
2 alúmino-silicatos.
3 óxidos e hidróxidos

1. Sales

Son minerales secundarios provenientes de soluciones. En las zonas áridas con predominancia de la evapotranspiración, las sales se concentran ya sea dentro del perfil del suelo o en su superficie, de allí, la gran abundancia de salares en el noroeste de Argentina.

La concentración de sales en el suelo puede provocar una elevación perjudicial de la tensión osmótica de la solución edáfica como también toxicidad. De allí la importancia agronómica de la concentración de sales.

Una sal es un compuesto formado por un catión y un anión, se tratará en primer lugar las sales de los hidrácidos y en segundo lugar las de los oxácidos.

Sales de hidrácidos (halogenuros)

Son aquellas sales cuyo ión simple puede ser: F^-, CL^-, Br^-, I^-, a los que se los distingue como **halogenuros** (del gr. Alos: sal y genao: dar origen)

En el tabla 10 se consideraran algunas propiedades de estos aniones.

	Fluoruro	Cloruro	Bromuro	Yoduro
Energías de 1ra. ionización (Kcal/mol)	402	300	273	241
Radios iónicos (Å)	1,33	1,81	1,96	2,19
Densidad	1,11	1,56	3,12	4,93

Tabla 10. *Características de iones halogenuros.*

El radio iónico de estos elementos, determina, cuales serán los cationes a los que se asocian, en consonancia con el número de coordinación y estructura cristalina: en la formación de los halogenuros del suelo y en la inmensa mayoría de la litósfera, los cationes que toman parte son los mono o bivalentes, de pequeña masa atómica, radio grande, y por consiguiente, con muy bajo poder de polarización (alcalinos y alcalinos-térreos, grupo I y II de la Tabla Periódica). Se trata de minerales de bajo peso específico formados mediante enlace iónico con alto producto de solubilidad.

	Li	**Na**	**K**	**Mg**	**Ca**	**Pb**
F	0,11	1,06	12,4	0,02	0,03	0,003
Cl	13,1	5,42	3,9	5,1	5,4	0,05
Br	12,6	6,9	4,6	4,6	5,2	0,02
I	8,5	8,1	6,0	4,1	4,8	0,02

Tabla 11. *Solubilidad de los halogenuros en agua a 18°C en moléculas gramo por litro de solución saturada, según Betejtin, A.*

Cuando se trata en cambio, de cationes de alto peso específico, y con envoltura externa con mayor número de electrones que los alcalinos o alcalinos-térreos, como por ejemplo el plomo, de bajo producto de solubilidad.
La composición de las aguas indica cual será la composición de las sales que, naturalmente o por mal manejo del agua de riego, se acumulan en los suelos, cuando visibles forman las evaporitas.
Las evaporitas no son únicamente halogenuros, pero el anión más abundante es el cloruro. Siendo el sodio el catión acompañante de mayor frecuencia.
Por lo tanto, dentro de las sales de hidrácidos trataremos solamente los cloruros, y entre ellos:

-Halita: Sal Gema.

Composición NaCl. Su estructura cristalina se caracteriza por un empaquetamiento cúbico de máxima densidad de los iones cloruro llenándose los intersticios con iones sodio.

-Silvita (KCl). Tiene la misma estructura cristalina que la halita.

-Carnalita ($MgCl_3K\ 6H_2O$). Puede presentar mezclas isomorfas de Br, Rb, Cs y Li, y también mezclas mecánicas con halita y silvita. Muy higroscópica, forma pasta al contacto con el aire.

Sales de oxácidos (Sales oxigenadas)

Este grupo es sumamente extenso y contiene aproximadamente las dos terceras partes de todos los minerales conocidos, pues conceptualmente incluye a todos los silicatos.
Los cationes que intervienen tienen carga elevada y radio pequeño y se unen a los oxígenos con enlace covalente en número gobernado por las leyes de coordinación.
Una particularidad de las sales oxigenadas consiste en la presencia de aniones de estructuras cristalinas: $(NO_3)^-$, $(CO_3)^{-2}$, $(SO_4)^{-2}$, $(PO_4)^{-3}$.
Estos aniones tienen un "radio aparente" grande y forman estructuras estables con cationes también de radio grande o aun incorporando moléculas de agua para darle mayor solidez a dichas estructuras: (yeso, $CaS0_4.2H_20$).
Entre los minerales que representan las sales oxigenadas consideraremos: nitratos, carbonatos, sulfatos y boratos como minerales de rocas evaporíticas, los fosfatos, que son minerales de baja solubilidad deben ser considerados aparte.

Nitratos

En la corteza terrestre el nitrógeno se encuentra fundamentalmente como: $(NO_3)^-$, $(NH_4)^+$ y como N_2 gaseoso en el aire de los poros del suelo. Las reacciones de oxidación y de reducción tienen carácter biógeno, también deben mencionarse las descargas eléctricas en la atmósfera, como agentes del pasaje de nitrógeno molecular a nitrato (Betejtin A op. cit., Thompson L.M. & F.R. Troeh, 1980).

-Nitrato de sodio: ($NaNO_3$), salitre de Chile. Hay grandes yacimientos de éste mineral en la puna chilena. Muy apreciado como fertilizante;

-Nitrato de potasio: (KNO_3), salitre de La India o de Bengala, donde había grandes yacimientos que fueron agotados durante la dominación británica. Era muy apreciado como fertilizante pues aportaba potasio y nitrato.

Carbonatos

Este grupo comprende gran número de especies, donde el anión es CO_3^{-2} y la base un divalente: Mg^{2+}, Zn^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+}, Pb^{2+} y Ba^{2+}.

Son frecuentes las series isomórficas existiendo como única limitante el radio de dichos cationes.

-Calcita: ($CaCO_3$). Es un mineral blanco o traslúcido salvo los casos en que el color está dado por impurezas con las que el Ca^{2+} entra en sustitución.

-Aragonita: ($CaCO_3$). El nombre proviene de Aragón, comarca del noreste de España. Es un polimorfo de la calcita.

Así la calcita y la aragonita, teniendo la misma composición química, presentan diferentes grados de compacidad en su estructura lo que arroja las diferencias indicadas la tabla 12.

	Sistema cristalino	Peso específico	Dureza
Calcita	Trigonal	2,7	3
Aragonita	Rómbico	3	3,5-4

Tabla 12*. Diferencias entre la calcita y la aragonita.*

La calcita es muy importante para los suelos pues se origina por simple reacción química con participación de CO_2 de origen biótico:

$$RCa + 2\ CO_2 + 2\ H_2O \longrightarrow Ca(HCO_3)_2 + RH$$

$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows Ca\ CO_3 + CO_2 + H_2O$$

Formando acumulaciones que pueden tener aspecto pulverulento, filamentoso o formar concreciones groseramente esféricas a veces de formas caprichosas, (muñecas calcáreas), o rellenar canalículos de raíces.

Los horizontes enriquecidos en carbonatos adquieren propiedades físicas y químicas especiales. A veces, cuando el $CaCO_3$ sólo o asociado al $MgCO_3$ llenan todos los poros del suelo y se endurecen, llegan a obstruir el paso de las raíces, adquiriendo consistencia paralítica, horizonte petrocálcico.

Cuando un suelo se forma a partir de una roca calcárea, se desarrolla poco en profundidad, pero presentara estructura adecuada al sostén de las plantas (migajosa o granular), alto tenor en materia orgánica, pH superior a 7 u 8, (Duchaufour, P. 1975), en este último caso la disponibilidad de algunos nutrientes pueden resultar interferidas.

-Magnesita: ($MgCO_3$). Muy alterable.

-Dolomita: $CaMg(CaCO_3)_2$. Es expresión de una serie isomórfica cuyos términos extremos son la calcita y la magnesita. Puede presentar Fe y Mn como mezclas isomorfas y Zn, Co y Ni con impurezas.

-Siderita: $FeCO_3$ del Griego σίδηρος (sideros) hierro. En estado fresco presenta color blanco o blanco amarillento. Al meteorizarse se vuelve intensamente pardo. Puede formar concreciones lo mismo que los demás carbonatos.

Carbonatos hidratados

-Sosa: $Na_2CO_3.10H_2O$. La denominación data del siglo XVII y su etimología no se conoce. A diferencia de los carbonatos anhidros que cristalizan en los sistemas rómbicos o trigonal, esta cristaliza en el monoclínico. Incolora, se deshidrata fácilmente tomando coloración blanca o blanco grisácea. Puede presentar mezclas mecánicas con otras sales de Na. En los suelos favorecen dos procesos importantes

1) la hidrólisis alcalina con elevación del pH (proceso edafogenético de alcalinización)

2) el intercambio iónico con reemplazo de las bases por Na (proceso edafogenético de sodificación)

Sulfatos

La geoquímica del azufre presenta caracteres muy particulares derivados de las propiedades químicas del azufre y de los procesos de transformación de los compuestos.

El azufre se presenta con diferente estado de oxidación; en los sulfatos intervienen como S^{6+}. Los sulfatos son muy comunes en la naturaleza pero aquellos que se comportan como estables son relativamente pocos (Betejtin). A. op. cit.).

El sulfato es un anión de configuración tetraédrica y sólo son estables las estructuras cristalinas cuando se combina con cationes bivalentes de radio grande: Ba, Sr y Pb. Cuando se combinan con cationes de radio más pequeño la estabilidad sólo es posible cuando la estructura es "apuntalada" con moléculas de agua de hidratación.

Los metales alcalinos monovalentes entran en las moléculas de los sulfatos de a dos, o asociados a un H^+, constituyendo estructuras débiles y minerales muy solubles.

En general los sulfatos son minerales de bajo grado de dureza.

-Anhidrita: $CaSO_4$. La denominación acusa la ausencia de agua. Al meteorizarse se transforma en yeso.

-Barita: $BaSO_4$. El nombre proviene de barós, que significa peso. El Bario presenta un tenor mediano o bajo en la litósfera.

-Yeso: $CaSO_4.2H_2O$. Proviene del gr. Gipsos: yeso. Suele ser puro. Las mezclas mecánicas ocurren con arcillas, materiales detríticos o materia orgánica. Muy frágil. Según Duchaufour P. (1975), "los suelos yesíferos de las regiones esteparias muy secas se encuentran asociadas a los suelos salinos y están a menudo caracterizados por una costra de yeso que recuerda a las costras calcáreas". En la clave de Taxonomía (USDA 2010) se asocian los horizontes yesíferos a los suelos de las regiones áridas (aridisoles). Estos horizontes "contienen una gran cantidad de yeso en forma de matriz de cristales blandos o friable (acumulada en los poros de materiales arenosos o en cavidades de materiales más finos) y rara vez formando masa cementada, coherente y continua".

-Tanardita: Na_2SO_4 y **Mirabilita:** $Na_2SO_4.10H_2O$. Expresión anhidra e hidratada de la misma sal. Se forman en lagos salados de regiones áridas y cristalizan por evaporación de las aguas, dando como resultado tenardita o mirabilita según ésta evaporación se produzca respectivamente por encima o por debajo de los 33 º C (Betejtin A. Op. Cit.).

Boratos

Aunque el contenido promedio de boro en la litósfera es bajo (10 ppm), los contenidos más corrientes en rocas sedimentarias y suelos se estiman en 2-100 ppm (Norrish K. 1975; Lynsay W. 1979).

La importancia agronómica del boro reside en que si bien es requerido en pequeñas cantidades (ppm) desempeña un papel importante en la división celular, síntesis proteica y metabolismo de los hidratos de carbono y es perjudicial el exceso, pues es tóxico, como su deficiencia que produce perjuicios variados según las especies.

En todos los compuestos estables el boro es trivalente. Entre los minerales boratados de las rocas sedimentarias cabe separar los anhidros y los hidratados;

-Ascharita: $MgHBO_3$. Anhidro. El nombre proviene de Ascharia, antiguo nombre latino de la Sajonía (Alemania). Mineral blanco, blando; se la encuentra la más de las veces como mineral en los depósitos sedimentarios salinos.

-Bórax: $Na_2B_4O_710H_2O$. Hidratado. Mineral relativamente blando, incoloro, blanco grisáceo a verdoso, altamente soluble en el agua. Se lo encuentra conjuntamente con otras sales de sodio en los lagos y salares.

-Boronatrocalcita: $NaCaB_5O_9.8H_2O$. Hidratado. También color blanco muy blando –tanto como el talco-, pero es insoluble en el agua. Como el anterior, se encuentra en los suelos salinos y en los suelos de las zonas secas y cálidas. Merecen mencionarse los yacimientos de este mineral en la pana chilena (provincia de Iquique).

Fosfatos

Los fosfatos son los proveedores primarios del fósforo y éste es uno de los componentes fundamentales de la materia viva.

En los vertebrados se encuentra en su mayor parte en el esqueleto bajo la forma de fosfatos de calcio y de magnesio, y bajo la forma de radical $H_2PO_3^-$. Tiene un papel de fundamental importancia en los procesos metabólicos de todos los organismos vivos.

Es sólo medianamente abundante en la litosfera (1.200 ppm, Lindsay W. op. cit.); en los suelos presenta tenores notoriamente más bajos que otros macronutrientes, en general, menos de 1.500 ppm (U.S.D.A., 2010), no obstante ello es lo bastante difundido en la litósfera como para que la vida se pueda desarrollar sobre ella.

Los fosfatos son aniones de radio grande y forman sales con el Ca^{2+}, con la participación de aniones suplementarios (OH^-, F^-, CL^-); un ejemplo lo constituyen las formas de apatito que tratamos seguidamente.

-Apatito o **Apatita**. En la estructura de este grupo, el P forma tetraedros con el oxígeno, los que serían indispensables. Oficiando los Ca^{2+} y F^- como iones de enlace (Font-Altaba M 1960). Este grupo es subdividido según sus aniones complementarios en:

Fluorapatito: $Ca_5(PO_4)_3F$. Más abundante

Cloroapatito: $Ca_5(PO_4)_3Cl$

Se trata de un mineral duro (dureza 5), agronómicamente en los suelos el apatito está en las fracciones arena y limo.

El apatito es un mineral esencial de la fosforita, roca que es utilizada como materia prima de los fertilizantes fosforados.

Sílice (SiO_2)

Dentro de los minerales secundarios provenientes de soluciones corresponde incluir aquellos constituidos primordialmente por SiO_2 en forma anhidra o hidratada.

El grado de dilución y la pureza de las soluciones, es lo que gobierna la génesis de las diferentes formas de SiO_2 secundaria (Millot G. 1964). En una secuencia de dilución y pureza decreciente, se obtiene:

Calcedonia: microcristales que según Loughnan F.C.1969 rellenan vesículas en algunos suelos.

Ópalo. Forma parte de organismos muertos mediante sustitución sino que es constituyente de las testas y esqueletos de muchos seres microscópicos (radiolarios, diatomeas, cocolitos, nummulitos, forminíferos formadores de las rocas organógenas.

2. Alúmino-silicatos (Arcillas)

Siguiendo en el orden creciente de resistencia a la alteración, tenemos las arcillas alumino-silicatadas.

Estructuralmente son filosilicatos pero de tamaño microscópico. Los tipos de estructuras que se describen seguidamente no responden a especies minerales estrictas sino que constituyen modelos

Se trata de uno de los grupos más importantes en los suelos por su incidencia en lo físico, químico y biológico de los suelos.

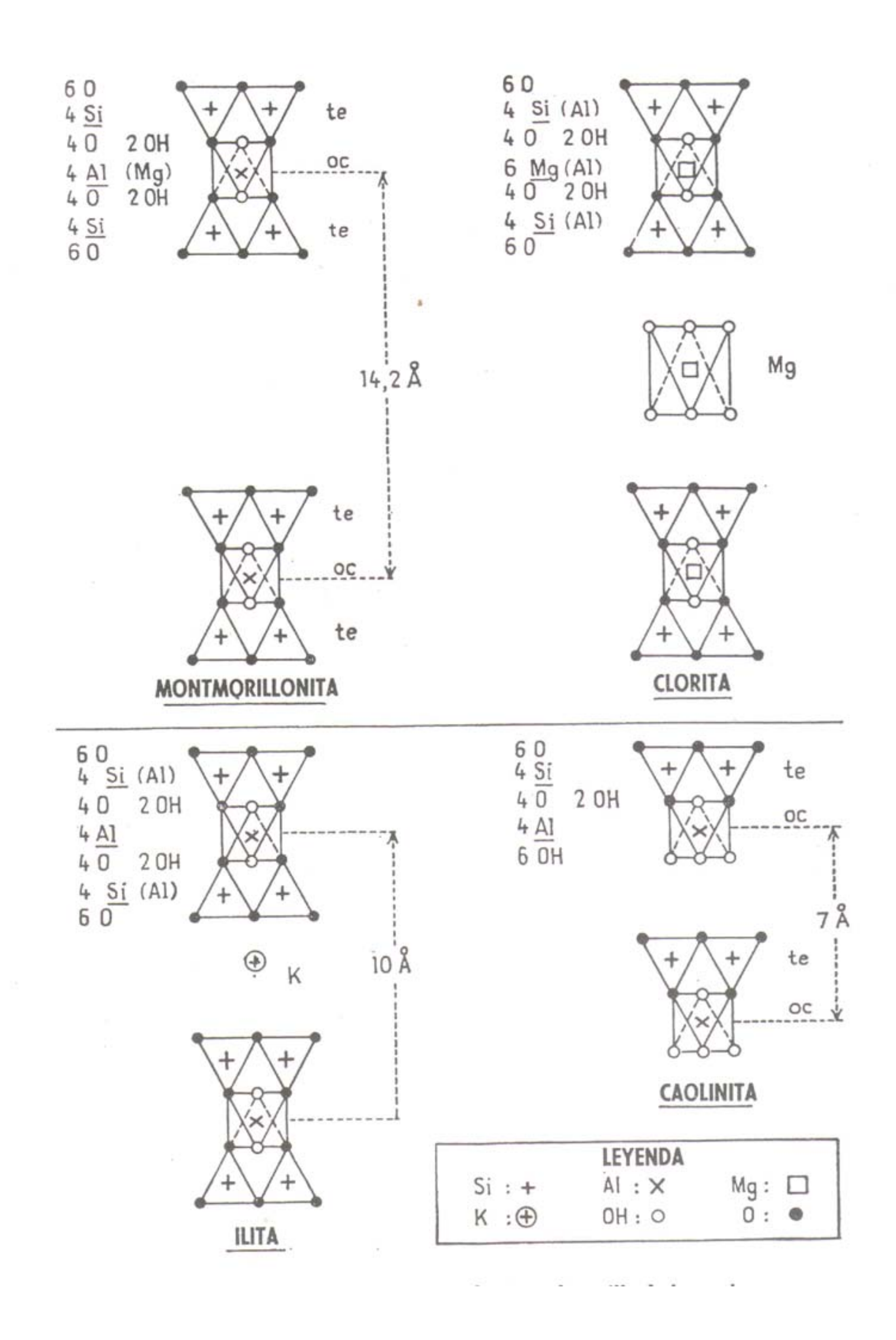


Figura 2. *Esquema de los principales tipos de arcilla de los suelos.*

Caolinita

Un cristal de caolinita está formado por un plano de tetraedros al que se adosa un plano de octaedros, por lo que se lo denomina ***arcilla 1:1.***

Esta disposición espacial arroja una unidad elemental cuya fórmula general es $(OH)_4Al_2Si_2O_5$ pero existen variantes isomorfas. Por lo tanto ésta fórmula sólo debe considerarse como general: los análisis químicos indican la presencia de Fe_2O_3, FeO,

MgO, CaO, K_2O, Na_2O en proporciones variables según las diferentes especies (caolinita, anauxita-variedad altamente silícea, dickita, nacrita, halloysita).

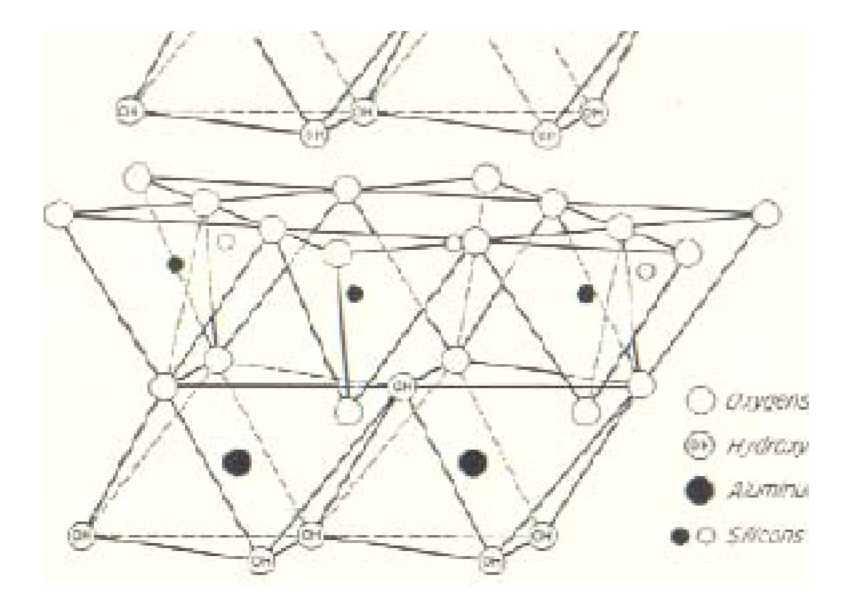


Figura 3*. Estructura de la caolinita.*

La halloysita es una variedad con moléculas de agua en el espacio interlaminar. Todos estos minerales demuestra que la 2ª Regla de Pauling está respetada y que la capacidad de intercambio catiónico es muy baja (3 a 15 meq/100 g de arcilla) pues sólo operan como posiciones de intercambio los bordes de los cristales. Estos tienen forma más o menos hexagonal. El orden de tamaño puede ser de 0.1 a 5 μm.

Illita

Está formada por dos capas tetraédricas con los oxígenos apicales de una capa apuntada hacia la otra. Estos oxígenos apicales complementándose con oxidrilos, se distribuyen en los planos contiguos configurando entre ambos una capa de octaedros. Por lo cual se denomina ***arcilla 2:1***

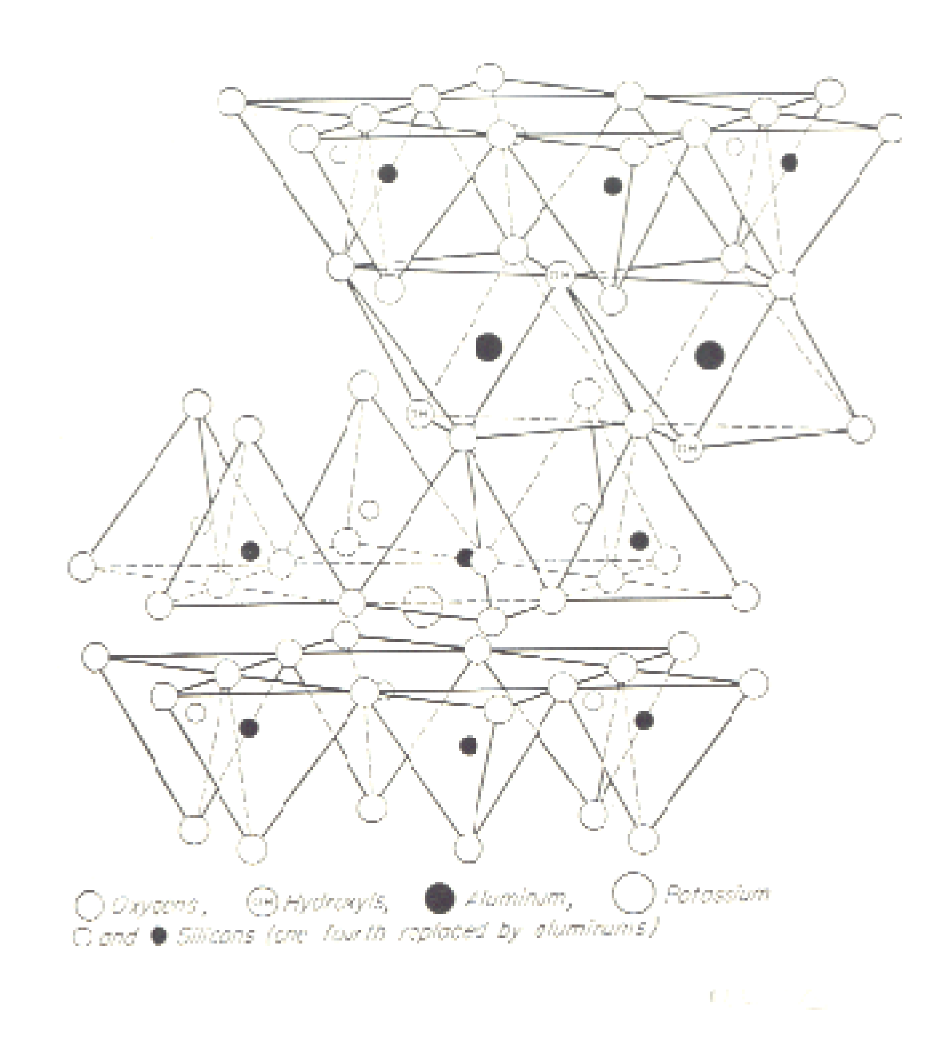


Figura 4 Estructura de la illita.

De cada cuatro tetraedros, tres son ocupados por silicio y uno por aluminio, lo cual crea un déficit de carga compensado por iones adsorbidos en intercapa.

Cuando estos iones son potasio, por razones de radio iónico se ajustan de tal manera entre las capas que no permiten que éstas se deslicen, creando además una atracción que impide que las mismas se separen.

Con una estructura igual a las micas presenta un grado de sustitución menor que éstas en la capa tetraédrica (Millot, 1964). Por lo tanto habría que representa de la siguiente manera: $(OH)_2Al_2Si_{3-x}Al_{1+x}O_{10}$ donde x =0,50 a 0,75

|

K

Marshall (1964) registra las siguientes sustituciones isomórficas: silicio por aluminio y aluminio por férrico, ferroso y magnesio.
La C.I.C. varía entre 10 y 40 meq/100 g de arcilla; estos valores son función del grado de sustitución y del tamaño de los cristales.

Montmorillonita

Son de estructura similares a la illita pero en ellas la sustitución no ocurre preferentemente en las capas tetraédricas como en las descriptas hasta ahora sino en las octaédricas, donde el aluminio es reemplazado por magnesio o por ferroso, ***(arcilla 2:1)***

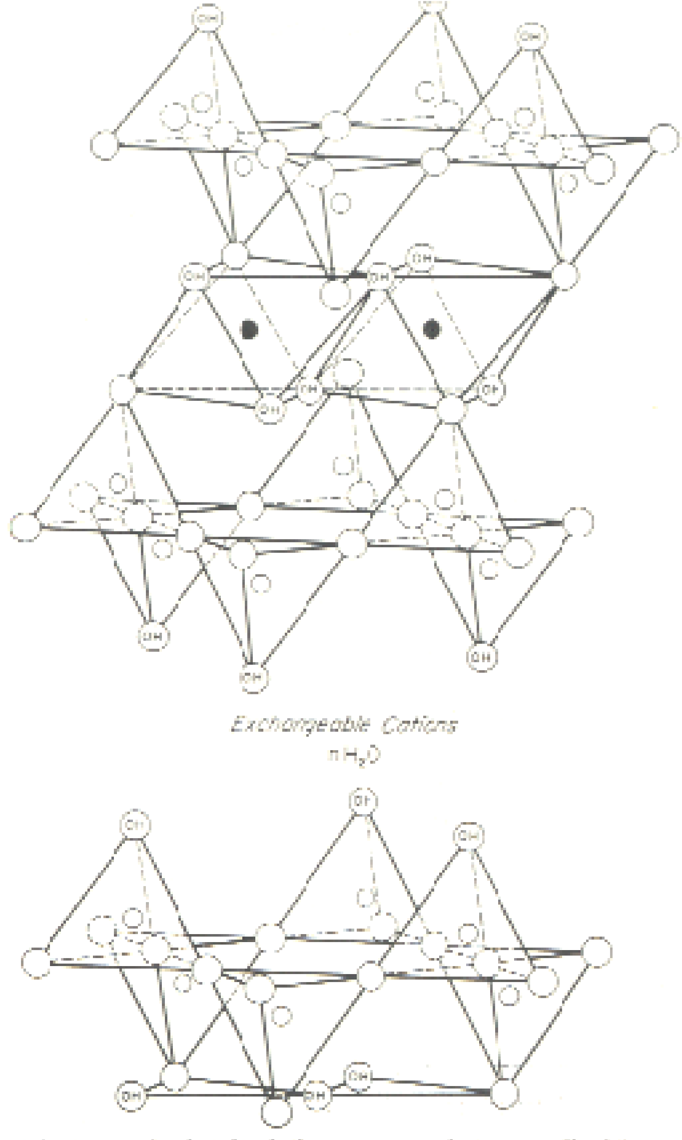


Figura 5*. Estructura de la montmorillonita.*

Su fórmula $(OH)_2(Al_{1,67}Mg_{0,33})Si_4O_{10.}$

Si efectuamos un balance de las cargas negativas y positivas veremos que existe un exceso negativo (-0,33).

comp./carga	+	-
OH 2		2
Al 1,67	5,01	
Mg 0,33	0,66	
Si 4	16	
O 10		20
Total:	21,67	22

Tabla 13. *Cargas positivas y negativas de montmorillonita.*

Como se ve, con la montmorillonita no tiene validez de 2ª Regla de Pauling.

El exceso de carga negativa es la que determina la elevada capacidad de intercambio catiónico de éste mineral: 100-150 meq por 100 g de arcilla.

Según la predominancia de las sustituciones resultarán minerales diferentes:

Stevensita $(OH)_2Mg_{2\cdot92}(Si_4O_{10})$; Saponita $(OH)_2Mg_3(Si_{3.67}Al_{0..33}O_{10})$;

Hectorita $(OH)_2Mg_{2.67}Li_{0.33}(SiO_{10})$; Nontronita$(OH)_2(Fe^{3+}{}_{1.61}Al_{0.39})$ $(Si_{3.67}Al_{0.33})O_{10}$

El carecer de cationes que unan los cristales entre sí como hace el K^+ en la illita y similares, hace que las montmorillonita sean ***arcillas expansibles*** debido a los dipolos de agua que pueden ingresar o egresar del espacio entre dos láminas cristalinas contiguas.

Este espaciado basal dentro del grupo puede variar entre 9,6 y 15,5 Å (Grim R. 1953).

Cloritas

Constituyen una familia estructuralmente más complicada que las anteriores.

La estructura consiste en una sucesión de capas trioctaédricas (a veces dioctaédricas) que alternan con capas de Brucita (capa octaédrica donde los cationes hexacordinados son predominantemente Mg^{2+}). Denominadas ***arcilla 2:2***

La fórmula esquemática:

$(OH)_2(Mg_{3-y}Al_y)$ $(Si_{4-x}Al_x)O_{10}$ $(Mg_{3-z}Al_z)$ $(OH)_6$

Arcillas interestratificadas

El hecho que la fracción arcilla de un material cualquiera esté formada por diferentes materiales arcillosos y no por uno sólo, es altamente frecuente.
Las formas de interestratificación pueden ser muy variadas: desde mezclas sin ninguna orientación hasta formas que se repiten a lo largo del eje perpendicular a las caras basales. El número de minerales que intervienen en cada una de éstas mezclas obviamente es variable como así también es variable la proporción con que se presenta.

Arcillas Expansibles o Esmécticas

Son las arcillas que por hidratación o desecación muestran importantes variaciones en su espacio interlaminar.
Se trata de un muy amplio grupo de minerales de arcilla donde las series isomórficas son lo corriente, y la presencia de cationes que admiten coordinación 4 ($Si^{4+}Al^{3+}$) en suficiente abundancia para formar dos capas de tetraedros en cada cristal de arcilla, y de coordinación 6 (Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} y otros) en la capa octaédrica indica que todos ellos están presentes en el medio de formación. La presencia de cationes divalentes en coordinación 6 o del Al^{3+} en coordinación 4, le otorgan un déficit de carga positiva que resulta en una alta capacidad de intercambio (80-100 me/100g).

Montmorillonita	$Si_4(Al_{2-X}R^{2+}{}_X)\ O_{10}(OH)_2$	R= Fe^{2+} o Mg^{2+}
Stevensita	$Si_4(Mg_{3-X}\ R^{2+}{}_X)\ O_{10}\ (OH)_2$	R = Li^+
Saponita	$(Si_{4-X}\ Al_X)\ (R^{2+})\ O_{10}\ (OH)_2$	R = Mg, Zn, Ni
Vermiculita	$(Si_{4-X}\ Al_X)\ (R^{3+}{}_Y\ R^{2+}{}_{3-Y})\ O_{10}\ (OH)_2$	R^{3+} princial.Fe^{3+} R^{2+} = Fe^{2+} o Mg^{2+}

Tabla 13. *Composición química de diversas esmécticas (Caillere, S., Henin, S.)*

Alumino-silicatos amorfos y pobremente cristalinos

Alófana

La identificación y separación de los óxidos amorfos de silicio, aluminio y hierro en las arcillas del suelo presenta muchas dificultades, no obstante se empleen las técnicas más depuradas.
Estas dificultades condujeron a que bajo el nombre de alófana se reuniesen muchos compuestos (o mezclas de compuestos) de difícil identificación.
Del griego, alos: algo extraño, otro, y faino: mostrarse, hacerse visible.
No existe certeza de sí la alófana consiste en una mezcla de geles de sílice y de aluminio o si se trata de un alúmino-silicato hidratado amorfo en el cual los aniones de oxígeno son compartidos indistintamente por los cationes Si^{4+} y Al^{3+}.
Los mismos autores indican que la alófana presenta una capacidad de intercambio catiónico variable (10 a 15 meq/100 g); éstos valores son sensiblemente dependientes del pH de la solución extractiva y del grado de hidratación del mineral.
Otra propiedad muy variable es la superficie específica comprendida entre 870 a 300 m^2/g.

3. Óxidos e hidróxidos

Constituyendo las rocas residuales y en los suelos que de ellas derivan, se suelen encontrar compuestos que químicamente son óxidos o hidróxidos de diferentes elementos (silicio, hierro, aluminio, magnesio, manganeso) que granulométricamente caen dentro de la fracción arcilla y cuyo grado de organización va desde la cristalinidad al amorfismo.

Óxidos de Aluminio

Los minerales secundarios de aluminio están constituidos por hidróxidos y óxidos hidroxilados.
Los hidróxidos subsisten en el medio de alteración en que se formaron y pasan a ser dominantes cuando en SiO_2 ha disminuido al límite en que la caolinita deja de serlo.
El hidróxido de aluminio más abundante es la gibbsita o hidrargilita: $Al(OH)_3$.
En cuanto a los óxidos hidroxilados existen dos formas: diásporo, αAlOOH y bohemita γAlOOH, siendo la segunda más abundante que el primero.
Estos minerales de aluminio se forman en regiones intertropicales con pluviometrías superiores a de 1.200 mm anuales.

Los óxidos hidratados de aluminio y los geles de alúmina tienen considerable importancia pedológica, relacionadas con su incidencia en la fertilidad de los suelos, toxicidad y reacción.

-Gibbsita o Hidrargilita. $Al(OH)_3$

El nombre hidrargilita proviene del griego (hidro) agua y άρΥλΟς (árgilos) arcilla.

La estructura de este mineral está constituida por hojas superpuestas de OH^- en empaquetamiento a los cationes Al^{3+} quedando éstos, por consiguiente, coordinados a tres oxidrilos de cada capa adyacente, o sea en coordinación octaédrica.

Desde otro punto de vista puede decirse que la estructura está constituida por octaedros que comparten sus aristas.

Diásporo $\alpha AlO.OH$: Es un mineral muy resistente a la alteración.

Óxidos de Hierro

Los minerales secundarios de hierro son cristalinos o amorfos. Los cristalinos están representados por filosilicatos y óxidos (simples o hidroxilados); los amorfos por un óxido hidratado.

Filosilicatos: varias esmécticas, en particular la nantronita.

Óxidos: hematita (también llamada oligisto): αFe_2O_3, el más abundante en medios tropicales, magnetita, γ Fe_2O_3.

Los óxidos de hierro son también minerales accesorios muy comunes de las arcillas. (Mitchell et al., 1964; Ségalen P. 1964).

Se presentan como partículas discretas ya independientes, ya depositadas sobre otros minerales o bien como películas de recubrimiento en las superficies de los poros del suelo. Son en gran parte responsables del color del suelo, y se los encuentra asociados a las arcillas y a materia orgánica.

Estos óxidos se presentan bajo forma anhidra o hidratada, cristalina o amorfa.

-Hematita: (Fe_2O_3) del griego: sangre

El nombre de este mineral se debe al color rojo de su raya o de su polvo.

La estructura cristalina está constituida por capas de aniones oxígeno en empaquetamiento hexagonal compacto, alternadas con capas de cationes férricos ocupando los poros de aquellas.

La composición química es Fe_2O_3; se ha registrado la presencia de Fe^{2+} en porcentajes cercanos a la unidad y Mn, Al, Ti, Si, como impurezas; también Cr y Mn.

La hematita constituye el mineral de hierro más importante.

-Goethita: FeO.OH

Es un mineral hidratado, residual muy resistente a la alteración (Jackson et al., en Loughnan F. C. 1969).

Todas las demás variedades de hidróxidos de hierro constituyen hidrogeles, con agua en proporciones que varían según el grado de hidratación del mineral. Las variedades más hidratadas reciben el nombre de Limonita.

-Limonita: $FeOH.nH_2O$

Mineral muy resistente a la alteración (Loughnan F.C. 1969).

El nombre deriva del griego, leimon: pradera, aunque su medio natural son los terrenos pantanosos.

Está constituida predominantemente por una mezcla de goethita y lepidocrocita, aunque en dicha mezcla pueden aparecer además sílice coloidal, fosfatos, alúmina hidratada, y hasta minerales arcillosos. Se presenta en formas estalactitas, reniformes o con apariencias pulverulenta. El color puede variar del amarillo al pardo oscuro o negro.

Magnesio

-Brucita: $Mg(OH)_2$

Estructuralmente está formada por capas adyacentes de iones OH^- en empaquetamiento hexagonal compacto.

La unidad elemental está representada por un octaedro en cuyo centro hay un Mg^+, y los vértices por aniones OH^-. Como cada uno de éstos OH^- por tres tetraedros esta compartido por los tetraedros contiguos cada uno interviene en 1/3 de su carga. Por lo tanto $6(OH^-) \times 1/3 = 2\ (OH)^-$ lo cual con el Mg^{2+} da la fórmula $Mg(OH)_2$ eléctricamente compensada.

La brucita es un mineral color blancuzco de hábito laminar, presentándose a veces de tamaño ultramicroscópico. Forma parte estructural de la clorita.

Edafogénesis y diferenciación de los suelos

La edafogénesis es el conjunto de las transformaciones que ha experimentado un sistema natural para formar el suelo.

En su transcurso el suelo se ha diferenciado en comparación a su estado inicial: el material original. Se trata del fenómeno de la evolución. Se diferencia así mismo en comparación con sus estados sucesivos: es el desarrollo, marcado por la aparición de

nuevos rasgos edafológicos y de nuevos horizontes. Se diferencia, finalmente, en comparación con otros suelos: es la individualización.
Se distinguen factores internos y externos que condicionan la evolución del suelo y que producen procesos de edafogénesis que actúan en cada tipo particular para diferenciar los suelos. La expresión clímax o zonal de un suelo es aquella en la que los factores formadores han alcanzado su mejor expresión de incidencia.
Muchos suelos deben sus caracteres a una evolución antigua que ha tenido lugar en condiciones diferentes de las que existen actualmente. Son los *paleosuelos*, los suelos "relictos" de Kubiena (1953). En otros casos, estos suelos antiguos han sido recubiertos por depósitos más recientes, siendo entonces verdaderamente "suelos fósiles".
En el caso de haber cambiado las condiciones de evolución y diferenciación en edafogénesis sucesivas desde finales del Terciario, y principalmente en el curso de las fluctuaciones climáticas, particularmente pronunciadas, del Cuaternario; el suelo evoluciona en varios ciclos y los suelos se denominan policiclicos.

Los factores formadores o de diferenciación de los suelos

Cinco son los factores responsables de que en la superficie de la tierra existan unos suelos tan diferentes. Estos actúan en forma combinada y se afectan mutuamente. Son **material originario, clima, actividad biológica, tiempo** y **relieve**.

El material originario

La roca subyacente determina buen número de las características de los suelos y primordialmente de los suelos jóvenes. Pero por lo que respecta a sus horizontes superficiales el suelo se forma así mismo a partir de material de aporte, ajenos a las rocas subyacentes: polvos cósmicos, volcánicos u orgánicos, sales disueltas en las aguas de lluvias, polvo debido a la erosión eólica de otros suelos o de la actividad humana, etc.
Las propiedades químicas del material tienen gran influencia sobre la evolución del suelo. Los suelos formados sobre rocas ricas en bases a menudo presentan arcilla de tipo illita o montmorillonita, una capacidad de intercambio más elevada, muchas veces un mayor contenido de materia orgánica y pueden ser más fértiles. Las ácidas pueden dar origen a suelos con arcilla de tipo caolinita o vermiculita y en general están más lixiviados y son más pobres.
Pedro, Millot, consideran la importancia de los dos caracteres siguientes: la permeabilidad del material y la velocidad de la circulación de las soluciones del suelo.

Por lo tanto, las propiedades físicas de la roca pueden influir considerablemente en la génesis de los suelos. Aunque esto no quiere decir que ciertos elementos químicos de las rocas - las bases y los oligoelementos- también condicionan en alto grado la evolución y el valor cultural de los suelos.

Lo más importante en el material de los suelos es la naturaleza de los minerales alterables, el balance de los iones básicos, así como las propiedades físicas, que aceleran o incluso pueden orientar los procesos de formación del suelo. Debe subrayarse que similares materiales originales en condiciones diferentes de los demás factores de formación evolucionan hacia suelos diferentes.

En general, la roca madre no modifica los procesos evolutivos, sino que los hace más lentos o, por el contrario, los acelera: la podsolización es frenada en los granitos ricos en cationes, que liberan mucho aluminio y hierro por alteración (suelos cripto-podsólicos); por el contrario, está acelerada en las rocas cuarzosas, muy filtrantes, que liberan muy poco calcio, aluminio y hierro (arenas y areniscas).

El clima

El clima tiene un importante cometido en la formación y en la diferenciación de los suelos. A escala mundial, un mapa de los suelos tiende a coincidir con un mapa de los climas y vegetación.

La cantidad de agua que puede atravesar el suelo y el subsuelo juega un papel en la edafogénesis. Esta cantidad depende de las precipitaciones, pero asimismo de las temperaturas. Estas últimas condicionan la evaporación ya sea directamente o bien por la intervención de las plantas. Las temperaturas del propio suelo determinan la rapidez de los fenómenos químicos de alteración de las rocas y la actividad de los microorganismos.

Entre el suelo y el clima existe una relación. A escala mundial, en la mayoría de los casos esta relación se hace evidente gracias a unos procesos característicos cuya existencia se expresa por una zonificación de los suelos.

De una manera ideal, al nivel del mar, para un material Alumino-silicatado (granito o gneis), y desde el polo norte hasta el ecuador, se suceden:

-En la zona de los hielos solamente intervienen procesos físicos: hielo, fraccionamiento hasta la dimensión de los limos, crioturbación, asimilable a las condiciones Antárticas;

-En una latitud más baja encontramos la zona de *podsolización*. Asimilable a Tierra del Fuego y bosques subantarticos. En la superficie se acumula una materia orgánica ácida que se descompone lentamente atacando la materia mineral, la cual se destruye y de sustancias con un gran poder quelante que se unen al hierro y al aluminio y migran

con estos hacia la parte baja del perfil, dejando un horizonte intermediario constituido por un residuo relativo de sílice. El límite se alcanza cuando hay una temperatura media de + 10º durante más de cuatro meses.

- En las regiones templadas -notoriamente en la Europa atlántica- la materia orgánica es menos ácida y se descompone más rápidamente. El material mineral es más estable. No obstante, se ve sometida a una solución que va acompañada de una neosíntesis cuyo resultado final es un producto arcilloso (caolinita, vermiculita).
- En las zonas en donde la humedad unida a una alta evapotranspiración mantiene las soluciones del suelo lo bastante concentrado durante el período activo (ni demasiado frío ni demasiado seco), la alteración de los minerales primarios siempre tiene efecto, pero o bien está limitada a una transformación de las micas en illita, o bien da origen a minerales del tipo montmorillonita. En ambos se trata de arcillas ricas en sílice (2:1). Es el dominio de la *bisialitización*. Asimilable a la región pampeana y mesopotámica.
– En zonas de clima ecuatorial húmedo, en condiciones de selva misionera y mato grosso, la materia orgánica queda rápidamente destruida en la superficie del suelo y los procesos de inicio de alteración del material mineral se vuelve más dominantes y más rápidos, dejando residuos de óxidos de hierro y de aluminio. La alúmina constituye el residuo mineral del suelo: *alitización*.
- En condición subtropical húmeda, el proceso dominante será la monosialitización (caolinita, 1:1).

Este esquema tan simplificado, queda evidentemente modificado, o en algunos casos incluso se invierte, debido a la naturaleza de la roca madre, al taponamiento o al confinamiento del perfil y principalmente de su base por falta de avenamiento, al relieve deprimido.

El clima del lugar se define por mediciones llevadas a cabo en el aire. En el suelo existen unas condiciones climáticas notablemente diferentes; se definen: régimen hídrico y régimen térmico del suelo.

El tiempo

La duración puede intervenir como un factor de diferenciación de tres maneras diferentes:

Las propiedades del suelo varían en función de la hora: la temperatura el contenido de CO_2 en la atmósfera del suelo y la actividad de los elementos vivos.

También varían en función de la estación: el contenido de agua, el contenido de nitrógeno nítrico y el pH; pero todos estos parámetros del suelo recuperan prácticamente los mismos valores al cabo de un año.

Varían, por último, en el transcurso de los años: un suelo pasa por las fases de juventud, de madurez y de senilidad. En una misma roca madre la evolución edafológica produce unos suelos que evolucionan en el tiempo, se suceden, y presentan generalmente unos caracteres cada vez más acentuados.
Pero en el transcurso de las edades el clima ha cambiado varias veces y los suelos viejos pueden conservar las huellas de estos climas pretéritos. En Europa occidental y en la cuenca mediterránea el clima era más húmedo y más cálido hace algunos milenios, y ello genera la evolución diferente a las condiciones actual. En la Patagonia Argentina muchos suelos, hoy definidos como Aridisoles, han evolucionado durante siglos o aun milenios en condiciones diferentes a las actuales, observándose una expresión diferente a la que se podría esperarse. Una vez que se alcanza un rasgo evolutivo queda su impronta por largos periodos aunque cambien las condiciones que los generaron. Los suelos, formados bajo un clima distinto del clima actual, son Paleosuelos

El Relieve

Es corriente decir que los suelos varían de acuerdo con el relieve: alto, bajo, media loma; definen en muchos casos a los suelos. La forma del terreno es, pues, un factor de diferenciación de los suelos, interfiere con los otros factores de formación para modificar la naturaleza del suelo. La evolución del relieve por erosión geológica, la erosión generada por movimientos tectónicos, cambios climáticos y pendientes acusadas puede poner en movimiento enormes cantidades de materiales que propician la geomorfología o formas del terreno. Una consecuencia importante para la formación de los suelos del modelado de los terrenos es la circulación oblicua de las aguas y de las soluciones del suelo y su acumulación, enriquecimiento, en las partes mas deprimidas.

Los factores biológicos

Factor biológico hace referencia a los animales, los vegetales, los microorganismos y el hombre, más recientemente. Estos seres vivientes tienen una acción importantísima. Algunos de ellos son los transformadores iniciales de la energía química que el suelo evolucione, y otros utilizan parcialmente esta energía para unos transportes que modifican el suelo. Pero la existencia de los seres vivientes está vinculada al clima, y, a través del propio suelo, a la roca madre y a los factores que ya hemos examinado. Como ya dijimos actúan en forma combinada
Los animales provocan transportes de materia: citemos las madrigueras cegadas por los deslizamientos por gravedad y las construcciones de todos los animales

excavadores. Las lombrices, las termitas y las hormigas llevan a la superficie los elementos de los horizontes profundos.

Los animales contribuyen a la transformación de la materia orgánica la cual es digerida por pequeñísimos animales del suelo antes de que sea transformada en humus como colémbolos, coleópteros, lombrices y otros.

También los animales mayores, mediante sus deyecciones y sus cadáveres, son un factor de dispersión de los elementos fertilizantes de los suelos.

Los vegetales actúan mediante el ascenso de los cationes extraídos por las raíces y su concentración en la superficie. La planta protege el suelo contra los elementos atmosféricos disminuyendo su acción y modificando el clima del suelo. De allí la importancia de mantener la cobertura en sistemas de bosques o selvas.

Por fotosíntesis se sintetiza la materia orgánica que luego se transformará en humus. Al nivel de los pelos absorbentes del aparato radicular las plantas absorben determinados componentes del suelo que han pasado a la forma soluble. Las raíces penetran en la roca y ensanchan las grietas desarrollando unas considerables fuerzas osmóticas. Las raíces respiran; en la rizósfera del suelo las características fisicoquímicas están considerablemente modificadas: el pH, el Eh y el contenido de CO_2 así modificados permiten que participan en la evolución del suelo.

Estas múltiples acciones hacen que el suelo evolucione poco a poco. Pero la vegetación se modifica también a medida que se transforma el suelo. Así pues, en cada estadío de evolución existe una cierta asociación de plantas características del suelo.

Los microorganismos son primordialmente transformadores de las sustancias químicas del suelo, interviniendo en numerosos ciclos de elementos importantes: nitrógeno, carbono, hierro, azufre.

El hombre interviene sacando materias del suelo mediante cosechas o recolecciones, acumulando sus residuos alrededor de las aglomeraciones, modificando su naturaleza, degradándolo y a veces por el aporte de materias orgánicas, estiércol, abonos y sus trabajos modificando su evolución en suelos llamados antrópicos. Por su acción sobre la vegetación (roturación, fuego) el hombre deja el suelo sin defensas contra la erosión en las pendientes, los encharcamientos y acumulación de materiales finos en las partes bajas.

Se puede concluir que la vegetación actúa de cuatro modos diferentes sobre la evolución del suelo:

a) *Por el microclima que favorece* - El bosque protege el humus por el ambiente sombreado y húmedo que contribuye a crear; ya hemos señalado que cuando el bosque se destruye, el humus se descompone rápidamente por efecto de la insolación, lo cual provoca modificaciones de estructura.

b) *Por la profundidad del enraizamiento* - En el bosque, el enraizamiento profundo favorece al máximo las corrientes de agua descendentes, lo que provoca la migración de los elementos coloidales. En los suelos de pastizales con enraizamiento muy superficial la migración es menos acentuado. Asimismo, la alteración es más profunda y más rápida en el bosque que en el pastizal. Por el contrario, en las praderas la incorporación de la materia orgánica ligada al potente enraizamiento da lugar a horizontes enriquecidos con materia orgánica de mayor espesor que en el bosque.

c) *Por el humus que produce* - La materia orgánica sirve de intermediario entre el mundo vivo y el mundo mineral, permitiendo que el primero pueda modificar las propiedades del segundo en un sentido determinado. Ahora bien, la vegetación forma el humus del suelo agente fundamental de la edafogénesis, no sólo por la naturaleza de los restos que se incorpora al suelo, sino también por la microflora y la microfauna que favorece.

d) *Por la protección más o menos eficaz contra la erosión* - El bosque protege mejor el suelo contra la erosión que el césped y la estepa; los suelos desnudos o cultivados son, evidentemente, los más expuestos a la erosión. Por lo tanto, es en el bosque donde, por lo general, encontramos los suelos edafológicamente más evolucionados.

Procesos de evolución y diferenciación de los suelos

Un suelo es el resultado de todos los procesos que se han combinado, interactúan; alcanzando una expresión natural correspondiente a la evolución y diferenciación de sus componentes originales.

El conocimiento de estos procesos permite conocer mejor al suelo y sus posibilidades de aprovechamiento. Es importante para nosotros apreciar la modificación de estos procesos mediante la intervención del hombre.

La evolución y diferenciación corresponden a la génesis de los suelos, presenta un doble interés práctico, puesto que permite definir mejor los tipos y, en consecuencia, las unidades conceptuales y geográficas del suelo. En forma general se cumple con:

1. Descomposición y alteración progresiva de las rocas, que dan como resultado la formación de un *"complejo de alteración"* a expensas de los minerales primitivos.
2. Aumento del contenido de materia orgánica, elaborada por la vegetación que coloniza el suelo en formación. El equilibrio se alcanza – más o menos rápidamente según los casos – cuando las aportaciones de restos frescos compensan exactamente las pérdidas por mineralización.

3. Desplazamientos de los elementos solubles o coloidales de un punto a otro del perfil, por influencia de las corrientes de agua que circulan en el suelo: son las *emigraciones*, cuyo resultado es la formación de horizontes empobrecidos (horizonte A) o enriquecidos (horizonte B).

Estos son los principales mecanismos que presiden la formación de los suelos individualizados respecto unos de otros, ya sea porque han estado situados en condiciones diferentes desde el inicio de la edafogénesis o bien porque esta haya sido la misma. Por consiguiente, en un paisaje dado la cobertura edafológica presenta notables variaciones. Para poder caracterizar y cartografiar estos diferentes suelos necesitamos un sistema de referencia que los clasifique y evalúe.

Principales procesos edafogenéticos en la Argentina

*** Formación de horizontes minerales**

Uno de los primeros signos evolutivos es visualización de horizontes u horizontación. El sedimento de loess arenoso en la zona de General Villegas o Rivadavia, Provincia de Buenos Aires (PBA) comienza diferenciar débilmente un horizonte superficial producto de la incorporación de materia orgánica, fundamentalmente viva; constituida por una masa de raicillas de especies graminosas y alteración incipiente de los minerales constituyendo un Udipsamment. De igual manera el desarrollo incipiente de un suelo de dunas costeras en el Atlántico, donde a partir de un sedimento arenoso se llega a la fijación del material y formación de un horizonte superficial por acción biológica superior. Otro ejemplo lo pueden constituir en la Meseta Patagónica los suelos formados en los llamados pedestales, conformando pequeños montículos de arena fijada alrededor de una arbustiva (*Larrea* sp., *Atriplex* sp.).

La formación de horizontes constituye un primer elemento de juicio hacia la anisotropía o diferenciación en el sentido vertical.

En los suelos evolucionados sobre loess, de relieve llano suavemente ondulado, con vegetación herbácea graminosa, clima sub húmedo y templado-templado frío que han alcanzado su clímax (*Argiudoles Típicos* de pampa ondulada, PBA) se observa una fuerte anisotropía con individualización macroscópica de varios horizontes en cuya expresión se incluyen numerosos procesos.

El proceso inverso, la eliminación de horizontes se denomina **haploidización** o **pedoturbación** que significa aproximadamente "simplificación". Este proceso naturalmente puede darse en suelos por remoción, erosión o rejuvenecimiento. En donde los horizontes formados pueden verse removidos y mezclados por un agente externo,

haciendo desaparecer los horizontes, frecuentemente en Udipsamment de la costa Atlántica o Aridisoles que se rejuvenecen en la zona árida del oeste Argentino.

Son atribuidos a este proceso los movimientos **vérticos**, por el cual los Vertisoles de Entre Ríos (Gualeguay, Concordia) o de la PBA (La Plata, Verónica) generan hinchazón cuando húmedos y contracción cuando secos mezclando activamente los materiales. Sin embargo si se acepta el ejemplo debería agregarse que es solo una tendencia puesto que no pierden individualidad los horizontes formados.

La mezcla de materiales en un suelo que tienden a la suavización de la anisotropía lo puede producir la fauna como las hormigas, roedores y el mismo hombre.

La actividad del hombre ha conducido a la pedoturbación en su uso cultural al labrar los horizontes superficiales del suelo.

Se reconocen otros orígenes de este proceso en la mezcla por congelamiento produciendo contracción y dilatación de los materiales; por efecto de las raíces de los árboles y arbustos, por la producción de temblores en la corteza terrestre, por el movimiento del agua y de gases.

* **Formación de Estructura** es uno de los procesos genéticos más trascendentes en la utilización del suelo para la producción ya que el sistema de organización de las tres fases del suelo posibilitan la existencia de la vida. La estructura implica, en suelos arenosos, la mejora de su condición de sostén, disminución de susceptibilidad a la erosión, existencia de coloides para la retención de iones. En suelos esqueléticos los agentes más activos son las raicillas de las plantas, los mucílagos y las gomas. En suelos de textura fina la estructura tiende a ser de grandes cuerpos más bien masivos, con restricciones de permeabilidad de gases y agua. Aquí el papel de la materia orgánica en sus expresiones de huminas y ácidos húmicos permite la existencia de poros algo mayores mejorando sus condiciones de hábitat.

* **Compactación** es el proceso de pérdida de la organización de la estructura por rellenamiento de los poros con material sólido. Es uno de los resultados de las malas prácticas de laboreo como el amasado o la sobrecarga.

* **Alteración y síntesis de minerales** es el proceso por el cual se obtienen nutrientes para las plantas y se generan minerales secundarios de pequeño tamaño (coloides) que aseguran la adsorción de bases e intervienen en un sinnúmero de otros procesos de génesis.

* **Melanización** es el oscurecimiento de la parte superficial del suelo por el enriquecimiento en materia orgánica, lo que permite un aumento del value del color Munsell. Es uno de las evidencias más fácilmente observables en Entisoles que evolucionan hacia Molisoles en el Oeste de la PBA.

* **Leucinización** es el proceso inverso que denota la pérdida de materia orgánica, puede caracterizar el uso excesivo de los suelos por la actividad agrícola, observable en *Argiudoles* del cinturón maicero de norte de PBA y sur de Santa Fé.

* **Humificación** es el proceso de síntesis de humus en el suelo a partir de material orgánico. Exige condiciones definidas para la expresión de los diferentes tipos de humus. En la Argentina la humificación ha permitido la sostenibilidad de la producción durante muchos años en función de que se explotó el proceso inverso, la **Mineralización;** que siendo de análisis ha permitido liberar la fertilidad, principalmente nitrogenada y de condiciones físicas relacionadas con la estructura de los suelos en Molisoles de pampa húmeda.

* **Formación de mantillo** es un proceso de escasa magnitud en nuestro país aunque en la implantación forestal tiene suma importancia sobre todo en pinares sobre *Udipsamment* de la costa Atlántica como estabilizador del sistema suelo muy juvenil. También es común su ocurrencia en suelos de los bosques australes sobre Spodosoles. Se deben mencionar expresiones similares en ambientes hidromórficos de lagunas y ribera de los ríos en donde le mantillo constituye un recurso como acondicionador de suelos llamado resaca.

* **Eluviación-Iluviación** es un proceso primario en los suelos para la translocación de los coloides orgánicos o minerales y sales. Los horizontes "A" y "E" son eluvial, pudiendo alcanzar el último el carácter de álbico. El horizonte "B" argilico es iluvial. Estos términos pueden usarse análogamente como emigración-inmigración.

- *Emigraciones descendentes*. Es el fenómeno de elevación, que es sin duda el más general en clima húmedo.
- *Emigraciones oblicuas*. Son frecuentes a lo largo de las pendientes, y su efecto es empobrecer las cumbres en calcio o en coloides y enriquecer, en estos mismos constituyentes, las depresiones situadas al pie de la pendiente.
- *Emigraciones ascendentes*. Son más raras y apenas se producen más que a expensas de elementos completamente solubilizados (hierro en estado ferroso, o humatos alcalinos en ciertos suelos con sales); en casos muy particulares, la presencia

de una zona saturada de agua, a poca profundidad, así como una evaporación superficial intensa, son las condiciones necesarias para el establecimiento de la corriente ascendente, vehículo de estos elementos.

El término lixiviación engloba a ambos procesos. Son fases de translocación o movimientos de una parte del suelo hacia otra. De un horizonte hacia otro. La eluviación implica una movilización y una translocación. La iluviación implica la misma translocación pero con interrupción e inmovilización en un horizonte.

* **Lavado** es análogo con eluviación por disolución pero implica la eliminación del elemento que se lava de todo el suelo.

La retención de los iones para evitar que este proceso agote los recursos nutricionales de las plantas lo constituye la adsorción en los coloides, la formación de nódulos y las concreciones. En suelos con ausencia de Carbonato de calcio puede conducir a la formación de suelos ácidos. La perdida de las sales solubles hacia la capa freática implica su salinización así como los ríos y mares que las reciben.

* **Enriquecimiento** es el proceso inverso para suelos que por razones de altitud relativa menor, deprimidos, reciben el resultado del lavado lateral de los suelos circundantes. Esto es un proceso común por fenómenos de microrelieve en toda la pampa húmeda en donde los suelos de las zonas bajas se enriquecen en materiales finos y sales.

Como ejemplo en Pergamino (PBA) podríamos elegir una circunstancia de microrelieve en donde en las zonas más altas se desarrolla un *Argiudol* (suelo lavado en sodio) y en las zonas más bajas del paisaje se desarrolla un *Natracuol* o *Natracualf* (suelos enriquecidos en sodio). Regionalmente ocurre algo similar en la Depresión del Río Salado (PBA) o en los llanos submeridionales (Santa Fé).

En clima árido, en donde el lavado es muy dificultoso aunque se cumple finalmente observándose como en el caso de una expresión regional en la zona de Lago Pellegrini (próximo a Neuquén) las zonas altas del relieve se conforman de *Calciortides* y *Paleortides*, ricos en sales, y en las vecindades del lago se encuentran Salortides, mucho más ricos en sales que los anteriores.

* **Decalcificación** es especialmente utilizado para la eluviación de Carbonato de Calcio dentro del suelo en regiones subhúmedas a semiáridas (*Argiustoles Petrocálcicos*) o lavado en regiones húmedas (*Argiudoles Típicos*). La movilización se da por la formación de una sal más soluble ($Ca(CO_3H)_2$) por aumento de la presión de CO_2 mediante la respiración de las plantas y microorganismos, hasta que en profundidad se produce la ***Calcificación** o inmovilización por una disminución de la actividad

biológica y por ende de la presión de CO_2, recomponiéndose la forma insoluble. La presencia o ausencia del agua regula la reacción. En estos diferentes suelos, el resultado morfológico es el mismo; sin embargo la concreción de $CaCO_3$ en clima árido obedece a una imposibilidad de lavado climático mientras que en clima húmedo responde a una disminución de la presión biológica y por ende de CO_2 en profundidad. El carbonato cálcico emigra en forma de bicarbonato soluble; por influencia del ácido carbónico disuelto en el agua o de los ácidos orgánicos, el suelo puede sufrir una decarbonatación progresiva que produce la eliminación lenta de la caliza. La actividad biológica, al liberar CO_2, desempeña una misión importante en este proceso.

$$CO_3Ca + CO_2 + H_2O \longrightarrow (CO_3H)_2Ca$$

$$\text{Humus } 2\,H + 2\,CO_3Ca \longrightarrow \text{Humato Ca} + (HCO_3)_2Ca.$$

En profundidad, como la actividad biológica es más débil, la tensión de CO_2 disminuye y se produce la reacción inversa:

$$(CO_3H)_2Ca \longrightarrow CO_3Ca\downarrow + CO_2 + H_2O.$$

El horizonte así enriquecido en CO_3Ca puede presentar aspectos y tipos de estructura diferente. Aparecen concreciones, muñequillas y horizonte petrocálcico.

* **Desalinización** es el proceso de lavado de las sales solubles del perfil del suelo originadas por la alteración de los minerales primarios. Este proceso es el normal en suelos de clima húmedo (*Argiudoles)* pero se puede provocar culturalmente mediante el riego en Aridisoles y Entisoles de clima árido.

* **Salinización** es un proceso de aumento del contenido de sales solubles totales, elevando el potencial osmótico. Cuando existen más de 0,2 % de sales solubles las plantas cultivables son seriamente afectadas. Es inverso al proceso anterior y ocurre de diferente manera según el clima imperante en la región. En climas áridos, si bien la alteración química de los minerales es lenta, las sales no son eliminadas del perfil del suelo y más aún tienden a ascender por capilaridad; por lo tanto se acumulan en el sistema agua-suelo.

En zonas de clima húmedo la salinización se explica por mal drenaje de áreas deprimidas que reciben sales de las partes más altas.

Las malas prácticas culturales de riego por no tener previsto el drenaje o por utilizar una calidad deficiente del agua pueden conducir a la salinización. Este proceso es muy grave

en nuestro país, con pérdida de grandes superficies bajo riego, por ejemplo Valle del Río Negro, Rio Colorado y Rio Dulce.
También el origen de las sales puede estar en un elevado contenido de sales en los materiales originarios marinos que con mal drenaje llega a acumularse en el suelo.

* **Sodificación** es el proceso de acumulación de Sodio en el complejo de intercambio que por la ley de acción de masas termina por reemplazar a las demás bases. Generalmente se ve acompañado de una fuerte elevación del pH y una fuerte dispersión de los coloides, con solubilización de la materia orgánica. Cuando el porcentaje de ocupación de la Capacidad de Intercambio Catiónico supera el 15% de Sodio, se afirma que el suelo es sódico. La sodificación constituye una reacción reversible ya que su reemplazo por Ca es dable culturalmente recuperando el suelo sus propiedades físicas y químicas.

* **Desodificación** es el proceso inverso que cuando ocurre por acción de lavado climático puede conducir al suelo a una condición de degradación química (solodización) de diastrofismo (no fértil) debido a que el Sodio ha sido reemplazado por los hidrogeniones provistos por el agua de las precipitaciones. Si ocurre un reemplazo por Ca, mediante el agregado de yeso o Dolomita el suelo recuperará su nivel de fertilidad física y química. Para que este procedimiento sea posible se debe contar con drenaje apropiado.

* **Podsolización** es el proceso por el cual los sesquióxidos son translocados en el perfil del suelo explicado por la solubilidad, movilización, del hierro en estado ferroso e inmovilización del férrico. Incide en este proceso las condiciones del pH excesivamente ácido que facilita la movilización del hierro y la materia orgánica poco evolucionada (humus moder) que facilita la formación de quelatos como iones complejos que llevan el hierro.
En la Argentina es un proceso bastante restringido a los bosques australes de baja temperatura, con elevadas precipitaciones y bajo vegetación de bosque de coníferas que permiten la formación de Spodosoles.

* **Desilicación** es el proceso de remoción de la sílice del suelo. Exige que el ambiente posea temperaturas y precipitaciones elevadas, en clima tropical húmedo. Se observa gran alteración química de los silicatos y por un acentuado proceso de lavado se termina por perder del perfil del suelo gran parte de la sílice. En forma recíproca las sales

de óxidos de hierro y de aluminio menos solubles se acumulan residualmente por el proceso de **Ferritización,** en condiciones de oxidación.
Estos procesos tienen lugar en las regiones tropicales de nuestro país, preferentemente en Oxisoles de Misiones, en donde la expresión de los suelos rojos permite apreciar el nivel que alcanzó el fenómeno. Los suelos en estas condiciones son muy ácidos, pobres en nutrientes, como circunstancia implícita en el lavado la sílice, previamente se habrían eliminado la mayor parte de las bases que inciden en la nutrición**.** Antiguamente este proceso se denominaba laterización.

*** Braunificación, Rubificación, Ferruginación** son procesos que dan lugar a expresiones de los óxidos de hierro en climas que van desde regiones frías a tropicales con diferente grado de expresión e hidratación que brindan suelos más bien pardos (Argiudoles), rojizos (Ultisoles) y rojos (Ultisoles y Oxisoles) en ese orden.

*** Alitización** corresponde a la sustracción total de las bases y minerales degradables, salvo los hidróxidos de hierro y de aluminio.

* **Monosialitización**: persistencia de los hidróxidos y de la caolinita (heredada o neoformada).

* **Bisialitización** por neogénesis o transformación se origina montmorillonita y/o illita.

*** Gleyzación** es el proceso en el que por una limitación de drenaje el suelo pasa por períodos de anegamiento muy prolongados dando lugar a la aparición de formas reducidas del hierro y del manganeso de colores grisáceos, verdosos o azulados en forma heterogénea, en el perfil del suelo. Las concreciones de hierro y manganeso son frecuentes.

*** Erosión** es el proceso de pérdida de suelo superficial por efectos del agua, viento, escurrimiento, movimiento lateral o remoción de toda la masa. Puede ser llamada decapitación cuando afecta la totalidad del horizonte superficial.

*** Acumulación** es el proceso inverso, son zonas que reciben el material del proceso anterior como relleno. Origina suelos enterrados con posibles discontinuidades litológicas o cronológicas. Lo puede producir el hombre por rellenamiento.

Por estos dos procesos sucesivos se originaron en nuestro país extensas zonas de suelos enterrados como en el Oeste de PBA (Aproximadamente 10.000.0000 ha) donde es común observar *Hapludoles thapto árgicos* o *Hapludoles thapto nátricos*.

En nuestro país la generación de la mayor cantidad de los suelos de producción responden parcialmente a estos procesos por ejemplo la depositación de loess en ambientes áridos (La Pampa, Santa Fé, Cordoba, Bs As) la de arcillas y limos aluvionales (Chaco, Formosa, Santiago del Estero).

El uso agrícola de los suelos observa una gran perturbación en la sostenibilidad de los sistemas de producción ya que en general la tecnología de producción, hasta el presente, favorece a la inestabilidad de los sistemas. Para el año 1988 (PROSA. 1988) establece una existencia del proceso de erosión eólica e hídrica en el país en una superficie aproximada al de la PBA.

Importancia productiva del reconocimiento de los procesos edafogenéticos

A modo de ejemplo se podría señalar que determinar con certidumbre un proceso edagenético que se produce permite elaborar una estrategia de producción, por ejemplo en la zona de influencia de General Belgrano en la PBA identificar suelos que posean preponderante procesos de melanización, humificación, eluviación, iluviación y descalcificación nos permiten identificar a los *Argiudoles* de las zonas agrícolas. Mientras que identificar los procesos de leucinación, sodificación, eluviación-iluviación, sodificación, calcificación y gleyzación nos permitirá identificar a los *Natracualf* típicos de fuertes limitaciones para un uso productivo.

CUESTIONARIO GUÍA

1. Mencione dos principales resultados de la alteración física
2. Discuta tres principales resultados de la alteración química
3. ¿Qué resultados Ud. ha evidenciado de las alteraciones físicas y químicas?
4. ¿En su región considera que predomina la alteración física o química?
5. En relación al anterior ítem ¿Cuál agente predomina en la alteración?
6. Discuta la relación entre la geomorfología y la alteración
7. ¿Se puede obtener arcilla por alteración física?
8. ¿Por qué el loess posee diferencias de granulometría en las distintas regiones? Discuta este concepto en relación a la alteración física y al agente de distribución.
9. Discuta el concepto de alteración física en diferentes regiones de nuestro país. Utilice conceptos y modo de acción de los agentes agua, hielo, viento, presión biofísica y temperatura.
10. ¿La formación de dunas costeras es un fenómeno de agradación o degradación?
11. ¿Qué valor atribuye a la sustitución isomórfica en las arcillas?
12. ¿En qué etapa de formación del mineral se produce la sustitución isomórfica?
13. ¿Ud. considera que la sustitución isomórfica es privativa de los minerales secundarios? Ejemplifique.
14. ¿En que radica la diferencia de alterabilidad los extremos de las series isomórficas de las plagioclasas?
15. Mencione tres minerales de un alto factor de capacidad de alteración y atribuya cual es su propiedad saliente en ese sentido.
16. ¿En qué condiciones se neogenerará un mineral de gran riqueza iónica?
17. Mencione algunos ejemplos regionales y preferentemente de su lugar de origen.
18. ¿En qué condiciones se neogenerará un mineral de escasa riqueza iónica?
19. Mencione algunos ejemplos regionales y preferentemente de su lugar de origen.
20. ¿Considera que es más ajustado decir "agua" o "fase líquida" del suelo?
21. ¿Encuentra alguna relación entre la serie de Goldich y la escala de pH de abrasión de los minerales Steven y Carron?
22. ¿A su criterio cuál proceso integra el efecto de la materia orgánica, aire, materia mineral y agua en la alteración?
23. ¿Cuál es el origen de los minerales secundarios en la litósfera?
24. ¿Cuál es el origen de los minerales secundarios en los suelos?
25. ¿Qué grupo de minerales es más abundante en las principales áreas de producción? Repare sobre su incidencia en el desarrollo rural de las zonas.
26. Establezca un rango de minerales secundarios en función de la importancia en su lugar de origen.

27. Respecto a los minerales secundarios de su lugar de origen ¿A qué atribuye su distribución?
28. ¿A que se llama catión adsorbido en el complejo de intercambio y cuál es su importancia productiva?
29. ¿Qué relación encuentra entre la superficie especifica de las arcillas y su capacidad de retener cationes?
30. ¿Qué relación encuentra entre la fertilidad de los suelos y la composición de los minerales secundarios en el suelo?
31. ¿De las propiedades físicas de los suelos cual considera más afectada por la presencia de los minerales secundarios y por qué?
32. ¿En qué sector de la serie de Goldich se encontrarían los minerales secundarios? En caso que Ud. concluya que son poco alterables, ¿cómo explica su relación con la fertilidad química de los suelos?
33. ¿Ud. considera que los minerales secundarios cumplen las reglas de Pauling?
34. ¿Ud. considera que todos los minerales secundarios cumplen las reglas de Pauling? Discrimine.
35. Tenga en cuenta el concepto de sustitución isomórfica, radio iónico, potencial iónico, unidades de coordinación y fuerza electrostática de enlace establezca su Importancia en las illitas y en las caolinitas
36. ¿Existen en el loess minerales secundarios? Ejemplifique.
37. ¿Como se clasifican por su origen los minerales secundarios que pudieran encontrarse en el material originario?
38. ¿A cuál arcilla asocia más con el Potasio?
39. ¿Qué rol juega el K en la arcilla anteriormente indicada? ¿Qué mecanismos funcionan y cuáles son las derivaciones en comportamiento físico y químico?
40. Teniendo en cuenta que los tres principales macronutrientes son N, P, K: ¿Ud. considera que se utilizan grande cantidades de fertilizante potásico en pampa húmeda para cultivos extensivos? ¿A qué lo atribuye?
41. Mencione cuatro propiedades físico-químicas de importancia productiva que a su criterio condicionan los minerales secundarios. Discrimine a cual mineral se refiere.
42. Al describir un suelo. ¿Ud. puede asegurar que el mismo contiene arcillas?
a) cree que observa un solo tipo o es una mezcla? Fundamente.
b) ¿estaría en condiciones de reconocer a que arcilla se refiere?
c) ¿qué rasgos esperaría observar?
43. Discuta el concepto mineralógico de las arcillas y el concepto físico de su apreciación textural.

44. ¿Ud. considera que los óxidos son importantes en la zona de producción de pampa húmeda? Fundamente.

45. ¿Ud. considera que las sales son importantes en la zona de producción de pampa húmeda? Fundamente.

46. En la Republica Argentina:

a) Indique cuatro ejemplos en diferentes regiones de los minerales secundarios predominantes.

b) ¿Qué rol desempeñan en esos suelos para la producción?

c) Indique algún ejemplo donde los mismos no posean gran trascendencia.

d) Indique cuales serían a su criterio los procesos edafogenéticos más extendidos en el país.

e) Ídem para su región de origen.

f) ¿Qué propiedad productiva favorable y sobresaliente atribuye a algún proceso en especial?

g) ¿Qué propiedad productiva limitativa atribuye a algún proceso en especial?

h) Realice una transecta del país Oeste-Este a aproximadamente a latitud 36°, mencionando los principales suelos climáxicos, sus procesos edafogenéticos y propiedades productivas.

i) ¿Cómo se modificó el clima, en cuanto a precipitaciones y temperaturas?

j) Sobre las conclusiones extraídas de las preguntas anteriores, ¿hay excepciones? como se las llama y a que se deben.

k) Ídem en sentido Sur Oeste-Mor Este entre Los Antiguos-Perito Moreno y Puerto Iguazú.

47. Sobre los procesos edafogenético, ¿podría hacer alguna extrapolación a nivel mundial?

48. ¿Qué diferencia encuentra entre la sodificación y la salinización?

49. ¿Se puede asociar el horizonte E con la carbonatación, con la melanización o con la eluviación?

50. ¿Se puede asociar la Leucinización con la sodificación? Mencione algún ejemplo de carácter regional.

51. Profesionalmente ¿considera que puede aprovechar ventajosamente algún proceso edafogenéticos? ¿Cuál o cuáles?

52. Profesionalmente podría hacer un orden jerárquico de procesos edafogenéticos que favorecen la producción y otro que la limitan.

53. ¿Qué procesos considera Ud. que puede corregir con medidas tecnológicas? ¿Qué riesgos prevé?

54. ¿Qué relación encuentra entre los suelos antrópicos y su sostenibilidad productiva?

55. ¿Conoce la incidencia areal y económica del suelos antrópico en el país y en el mundo? ¿Podría averiguarlo?

56. Relacione los conceptos vistos en morfología de suelos y en los perfiles de diferentes partes del país con los procesos edafogenéticos, identifíquelos y extraiga conclusiones sobre su aprovechamiento productivo.

Bibliografía

Auberti,G. y J. Boulaine. 1967. La Pédologie. Presses Univ France, Paris 126 p.

Bartoli, F. y L.P. Wilding, 1980. Dissolution of biogenic opalas a function of its chemical and Physical Properties. Soil. Sci. Soc. Am. J. 44: 873-878

Berthelin, J. 1971. Altération miorobienne d'une areno granitique. Sci. du Sol 1:11-27.

Betejtin, A. 1977 Curso de Mineralogia. Editorial "Mir", MoscúGrim, Ralph E. 1953. Clay Mineralogy. McGraw-Hill Book Company. New York.

Bolhn, H.L.; McNeal B.L. y O` Connor G. A. 1985. Soil Chemistry 2nd edition. Wiley interscience. New York 341p

Caillere, S.; Henin, S. 1963. Minéralogie des argiles. Masson Paris 343 p

Davis, L.E.; R. Turner y L.D. Whltting. 1962. Some studies on the autotransformation of H-Bentonite to Al-Bentonite Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26:441-443

Duchaufour, P. 1975. Manual de Edafología. Toray-Masson. Barcelona. 476p

Goldich, Samuel S. 1938. A Study in Rock Weathering: Journal of Geology, v. 46, p. 17-58.

González Bonorino, F. 1972. Descripcion geológica de la hoja 13C, Fambala, Provincia de Catamarca. Bol 127. Dir. Nac. Geol. Y Min Buenos Aires

Graham, E. R. 1941. Colloidal organic acids as factors in the weathering of anortite. Soil Sci. 52: 217-222

Huang, W.A. y W.D. Keller. 1970. Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids: simulated first stage weathering on fresh mineral surfaces. Am. Mineralogist 55: 2076-2094.

Ivarson, K.C.; G.J. Ross y N.M. Miles. 1978. Alterations of micas and feldspars in Water and organic acids at room temperature. Am. Miner. 57: 1849-1859

Jackson, M. L. y G. D. Sherman. 1953. Chemical weathering of minerals in soil. Adv. Agron. 5:219-318.

Jenny, H. 1941 Factors of soil formation. McGraw-Hill, N.York.

Kubiena, W. L. 1953. Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 392 p.

Kutuzova, R.S 1968. Silica transformation during the mineralization of plant residues. Soviet Soil Sci. 7:970-978.

Leyval y Berthelin, 1982. Role des microflores symbiotiques et non symbiotiques et non symbiotiques sur l'altération de la biotite et la croissance du mais (Zea mays). Sci. du Sol 1:3-14.

Lindsay, W.L. 1979. Chemical equilibria in soil. Wiley interscience. New York. 449p.

Loughnan, F. C. 1969. Chemical Weathering of the silicate minerals. Elsevier. New Yor. 154p.

Marshall C. E. 1977. The Physical Chemistry and Mineralogy of Soil II. Soils in Place, Wiley, New York. 287.

Mc Clelland, J. E. 1950. The effect of time and pastiche size on the release of bases from some sommon soil forming minerals of different cristal structure. Proc. Soil Sci. Soc. Am. 15: 301-307.

Millot, G. 1964. Geólogie des Argiles. Mason, Ed. Paris 450p

Mojallali, H. y Weed S. B. 1978. Weathering of micas by micorrhizal soybean Planta. Soil Sci. Soc. Am. J. 42: 367-372

Muller y Forster, 1965. The effect of microscopic soil fungi on nutrient release from primary minerals a contribution to biological weathering. Soil & Fertil.

Nalovic, L. y G. Pedro 1979. Role de l`intervention de microsystemes concentres et de la mise en oeuvre de conditions fluctuantes au cours de phenomenes d`alteration. Sci. Du Sol Nos 2-3: 195-207.

Pedro, G. 1961. An experimental study on the geochemical weathering of crystalline rock by water. Clay Min. Bull 26: 266-281.

Pedro, G. y Delmas. 1980. Regards actuels sur les phénoménes d`alteration hydrolitique. Cahier Orstom (Pédologie) 18 (3-4):217-234.

Pedro, G. 1968: Distribution des principaux types d'alteration chimique a la surface du globe presentation d'une esquisse géographique. Rev. Geogr. Phys. Geol Dyn, 10(5): 451-470. Paris.

Sawhney, B. L. y Voight G.K. 1969. Chemical and Biological Weathering in Vermiculite from Transvaal. Soil Sci.

Sawhney, B. L. y Voigt G.K. 1969. Chemical and biological weathering in vermiculite from Transvaal. Soil. Soc. Amer. Proc 33: 625-629

Schatz, 1963. Soil Microorganism and soil chelation. The pedogenic action of lichens and lichen acids. Agric. Food Cham 11 (2): 112-117.

Schnitzer, M. y H. Kodama. 1976. The dissolution of micas by fulvic acids. Geoderma 15: 381-391.

Segalen, P. 1964. La fer Dans les soil. Paris Office de la Recherche Scientifique et Technique d`Outre Mer 150 p.

Sotnikova, C.F. 1975. Effect of temperature on the decomposition of minerals by fulvic acids of red earth during thorough leaching. Soviet Soil Sci. 7 (1): 46-52.

Southard y Southard, 1987. Sand-sized kaolinized feldspar pseudomorphs in a California Humult. Soil Sci. Am. J. 51: 1666-1672.

Stevens, R. E. y M. K. Carron 1948. Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH: Mineralogist 33: 31-49.

Strasburger, E.; Noll F.; Schneck H. y Schimper, A.F.W. 1974. Tratado de Botánica. Marin, Barcelona 763p.

Tan, K.H. 1980. The release of silicon, aluminum and potassium during decomposition of soil minerals by humic acid. Soil Sci. 129: 5-11.

Teruggi, M. E. y R. R. Andreis. 1971. Comparación estabilidad mineral y acción climática en sedimentos argentinos. Rev. Museo de la Plata. Sección Geología. VII: 175-206.

Thompson, Louis M.; Troeh and Frederick R. 1980. Los suelos y su fertilidad. Editorial Reverté. Barcelona.

Todd, T. W. 1968. Paleoclimatology and the relative stability of feldspar minerals under atmospheric conditions Journal of Sedimentary Petrology (38) 3: 832-844

USDA 2010. Claves para la Taxonomía de Suelos. Onceava Edición. pp 374.

van Breemen N. & R. Brinkman, 1976. Chemical equilibria and formation. In Soil Chemistry, (Basic Elements) Bolt G. H. and Bruggenwer M.G. (eds) Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam York 141-170

Zajic, J.E. 1969. Microbial biogeochemistry. Academic Press. Londres. 318p

CAPÍTULO IV

PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL SUELO

El presente documento toma parcialmente aspectos considerados relevantes de la obra de Aubert, G., J. Boulaine, 1967; Duchaufour, P.1975; Porta Casanellas, J.; Lopez-Acevedo Reguerin, M.; Roquero de Laburu, C., 2003; Tschapek M.W. 1959.

Introducción

En capítulos anteriores se puso énfasis en la fase sólida del suelo a partir de las rocas y minerales como material parental de los suelos su alteración y papel dentro de los factores de evolución edafogenéticos. En este capítulo se considerará también a la fase sólida del suelo, mineral y orgánica, preferentemente en relación con las partículas más pequeñas, que denominamos coloides, y sus interfases líquida y gaseosa. No olvidemos que la interacción de las tres fases permite expresar la actividad biológica. Su comprensión posee importancia agronómica y forestal ya que define propiedades relevantes para la fertilidad, capacidad productiva y sustentabilidad de los suelos, desde el punto de vista físico, químico y biológico.

Coloides del suelo

Interesa particularmente el estudio de algunas propiedades coloidales debido a que parte de la fracción sólida del suelo, partículas menores de 2 micrones de diámetro (µm) tienen comportamiento coloidal. De ellas dependen algunas propiedades del suelo como sorbente, como reservorio de agua; que están íntimamente ligadas a la estructura y en consecuencia, a la fertilidad.

Las partículas que constituyen la fase dispersa de las suspensiones coloidales se denominan micelas. Su tamaño es superior al de las que forman las soluciones verdaderas, e inferior al de las dispersiones groseras. Las partículas coloidales se hallan rodeadas de moléculas de agua, orientadas en virtud de las cargas que poseen estas partículas. Tschapek M. se pregunta: ¿Cuál es la diferencia entre un cuerpo disperso y uno no disperso? La distinción esencial consiste en la diversidad cualitativa de las moléculas de la capa superficial y las que se encuentran en el volumen del cuerpo. Mientras la resultante de todas las fuerzas aplicadas a una molécula de volumen es igual a cero, la resultante de las mismas fuerzas aplicadas a una molécula

superficial no lo es, y su sentido coincide con el de la máxima polaridad o intensidad de las fuerzas intermoleculares.

A la capa superficial como ya se ha dicho, es inherente un exceso de energía libre, porque las moléculas de esa capa poseen las fuerzas intermoleculares no compensadas.

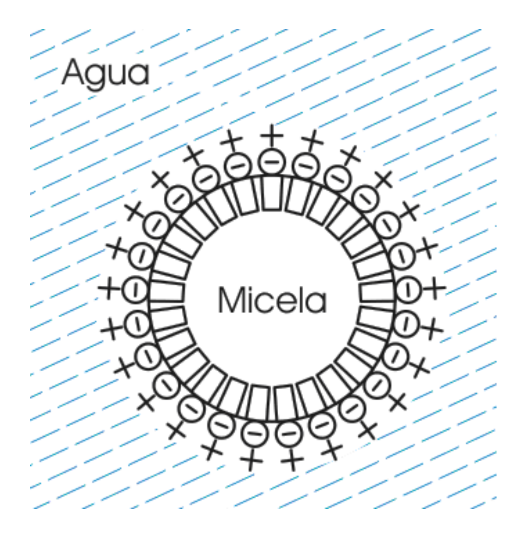


Figura 1*. Micela coloidal*

La fracción fina, coloidal, en los suelos, está constituida por arcillas mineralógicas como caolinita, illita o montmorillonita y materia orgánica a través de sus compuestos húmicos, y óxidos e hidróxidos de Fe y Al.

Las arcillas y la materia orgánica son las más frecuentes en la mayoría de los suelos del país, entre los que destacamos a los órdenes Molisoles, Alfisoles, Aridisoles y Vertisoles. Con respecto a los óxidos e hidróxidos, cobran importancia en los suelos de regiones tropicales asociados a Oxisoles y Ultisoles.

Floculación-Dispersión

Cuando las partículas sólidas se hallan dispersas y se mantienen en ese estado por mucho tiempo constituyen un estado de sol. Si, por alguna de las vías posibles, se hace flocular este coloide, el nuevo estado obtenido se denomina gel.

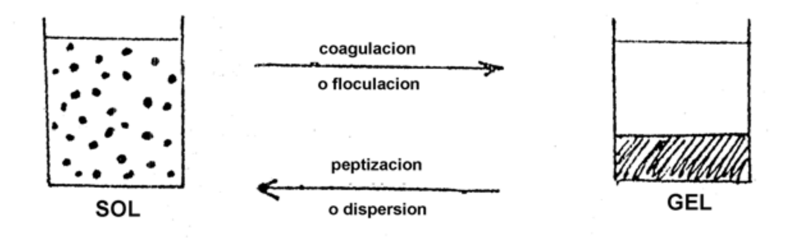


Figura 2. *Estado del coloide y procesos que los relacionan.*

El estado de gel permite la formación de agregados en los suelos. Al flocular, las partículas coloidales constituyen una especie de cemento que puede englobar entre ellas las partículas más gruesas para dar formación al "agregado", base sobre el que se desarrolla la estructura. El coloide floculado, mantiene casi intacta su superficie específica, por lo que el fenómeno no disminuye sensiblemente las propiedades que dependen de la superficie.

Se denominan coloides reversibles a aquellos que una vez floculados pueden ser dispersados con mayor o menor facilidad.

Pertenecen a este grupo los minerales arcillosos silicatados, los ácidos húmicos y otros componentes orgánicos del suelo.

Coloides irreversibles, son los óxidos e hidróxidos de Fe y Al, que una vez floculados, van perdiendo agua y cristalizando paulatinamente, no volviendo a dispersar.

El hecho de que un coloide se mantenga como sol depende de:

a) Superficie específica de las micelas. Al disminuir el tamaño de las partículas aumenta la superficie específica ($m^2.g^{-1}$) y con ello las moléculas que se encuentran en contacto con el medio externo, lo cual genera cargas electrostáticas.

b) Carga eléctrica de igual signo. Las micelas coloidales tienden a poseer cargas de igual signo que se repelen a distancias pequeñas (nm) manteniendo la velocidad uniforme.

c) Manto de agua de hidratación. Los colides hidrofílicos generan en su alrededor capas de moléculas de agua que favorecen su separación, facilitando su estado de sol.

d) Movimiento browniano. Las micelas están animadas de un incesante movimiento de rotación. Este movimiento se debe a los choques no compensados de las moléculas del medio dispersante sobre las partículas coloidales y es independiente de todos los

factores externos. Cuanto más pequeña sea la micela y menos viscoso el medio, mayor será el efecto producido.

Según el tipo de cargas, positivas o negativas, se puede hacer una distinción en los coloides del suelo. En los hidróxidos de Fe y Al predomina su comportamiento electropositivo. En la illita, montmorillonita y materia orgánica predomina el comportamiento electronegativo. Pueden observarse algunas variaciones al considerar la naturaleza de las cargas como permanentes o variables con el pH del medio.

Efecto Tyndall

En cuanto a las dispersiones coloidales, si bien aparecen perfectamente claras en el microscopio, al ser examinadas sus micelas poseen la propiedad de reflejar y refractar la luz polarizada. De este modo, el trayecto que sigue el rayo luminoso en una solución Coloidal es visualizado gracias a las partículas coloidales, convertidas en centros emisores de luz. Esto fenómeno se conoce con el nombre de Efecto Tyndall y es tanto más intenso cuanto menor sea la longitud de onda del rayo incidente.

Electroforesis

Comportamiento eléctrico de los coloides

Las micelas están cargadas de electricidad, lo que se puede demostrar introduciendo dos electrodos conectados a una fuente de corriente continua en una dispersión coloidal, en cuyo caso las partículas se mueven según el signo de su carga, sea hacia el ánodo (anaforesis) o hacia el cátodo (cataforesis), originando un fenómeno conocido con el nombre de electroforesis. La velocidad de desplazamiento de las micelas, por unidad de intensidad del campo, es variable y depende de su carga y de la resistencia que le opone el dispersante.

Presión osmótica

La presión osmótica de las soluciones verdaderas depende de la concentración particular del soluto. Por ello, los coloides hidrófobos, de concentración particular muy débil, desarrollan muy escasa presión osmótica. En cambio, en los coloides hidrófilos concentrados, la presión osmótica adquiere valores mayores que los que se podría esperar si ella dependiera únicamente de la concentración del soluto, lo que se debe a que la hidrofilia de las micelas incrementa su avidez por el disolvente, originando una presión de retención muy superior a la osmótica y a la que se ha denominado oncótica. En estos casos, las micelas de los coloides hidrófilos retienen el

dispersante en función de dos procesos: osmosis y óncosis que, si bien confluyen en un mismo fin difieren en su esencia. Así, mientras la primera representa la tendencia a diluirse que tiene la solución, en la óncosis el dispersante es fuertemente retenido por las micelas gracias a su hidrofilia.

Fuerzas de atracción y repulsión

Las principales fuerzas que actúan en los sistemas coloidales: las fuerzas atractivas de enlace entre moléculas sin carga o fuerzas físicas: Fuerzas de van der Waals, fuerzas de enlace por puentes de hidrógeno, y las fuerzas de repulsión electrostáticas y estéricas. También actúan otras fuerzas de enlace entre átomos debidas a enlaces iónicos o covalente.

Los pesticidas pueden asociarse con la materia orgánica por medio de interacciones temporales, tales como puente de hidrógeno, fuerzas de van de Waals y puentes catiónicos, si bien su persistencia en el suelo a largo plazo se debe a enlaces covalentes entre el pesticida y los ácidos húmicos (Tate, 1987).

Fuerzas de Van Der Waals

Las fuerzas de Van der Waals que actúan entre partículas coloidales son del mismo tipo que las que actúan entre átomos, moléculas o iones. Pero debido a la gran cantidad de moléculas que contiene cada partícula, son de mayor magnitud y suelen actuar a distancias más largas. La energía de Van der Waals entre un par de átomos o moléculas depende fundamentalmente de la distancia que los separa y de su naturaleza, a través de la llamada constante de London. En el caso de partículas compuestas por muchos átomos o moléculas, se puede suponer en principio que los pares de energía son aditivos, de forma que las interacciones atractivas serán mucho mayores.

Fuerzas Electrostáticas

Se pueden apreciar dos situaciones:

1) Cuando dos partículas coloidales con carga superficial neta se aproximan entre sí, se produce una superposición de las partes difusas de sus correspondientes dobles capas eléctricas, dando lugar a fuerzas de tipo repulsivo.

2) Dado que la dispersión como un todo debe de permanecer neutra, pequeños iones con carga opuesta se acumulan alrededor de las partículas formando una doble capa más o menos difusa. Así, la doble capa provoca una repulsión cuando se aproxima una segunda partícula con su correspondiente doble capa eléctrica, actuando de este modo como un escudo que evita la coagulación.

Existirá interacción por una combinación de las fuerzas atractivas de Van der Waals y las repulsiones electrostáticas.

Fuerzas estéricas

La aproximación de unas partículas a otras puede impedirse mediante la construcción de una barrera física a su alrededor, constituida por una capa adsorbida de macromoléculas, generalmente no iónicas. Cuanto mayor sea el espesor de esta capa y la distancia entre las partículas, mayor será la estabilidad de la dispersión. A esta clase de proceso de estabilización se le denomina estabilización estérica y es la que se suele usar en medios no polares.

Carga de la partícula y punto isoeléctrico (PI) - Efecto del pH

La existencia de "cargas eléctricas" en las partículas coloidales se puede demostrar mediante las experiencias de electroforesis, es decir, del movimiento de las partículas coloidales en un campo eléctrico.

Las cargas de las partículas son generalmente negativas, si se hace referencia a arcillas silicatadas y materia orgánica, y positivas para óxidos e hidróxidos. Estas cargas están saturadas por otras de signo contrario.

Si la partícula coloidal no migra en el campo eléctrico, se está en el punto isoeléctrico, donde la movilidad y el potencial zeta alcanzan un valor mínimo y la inestabilidad es máxima pasando de sol a gel. Puede observarse que el punto isoeléctrico o punto de carga cero (ZPC = zero point charge) depende de las cargas adquiridas. Se lo define como el valor de pH en que se igualan las cargas negativas y positivas, anulándose.

En general, en los coloides del suelo el punto isoeléctrico está lejos del interés práctico, por ser de 2 a 4 para arcillas y M.O. Hacen excepción a esto los óxidos que, recién precipitados, pueden tener un punto isoeléctrico: 7.

Cuando el pH del medio es inferior al PI del coloide éste tiene carga positiva y si el pH es mayor, la carga es negativa.

En la figura 3 se aprecia que la variación del pH posee una gran influencia, especialmente en la cantidad de electrolito necesario para flocular un coloide y esto se explica por la diferente cantidad de cargas o sitios para neutralizar que ofrece de acuerdo a su naturaleza y al pH del medio.

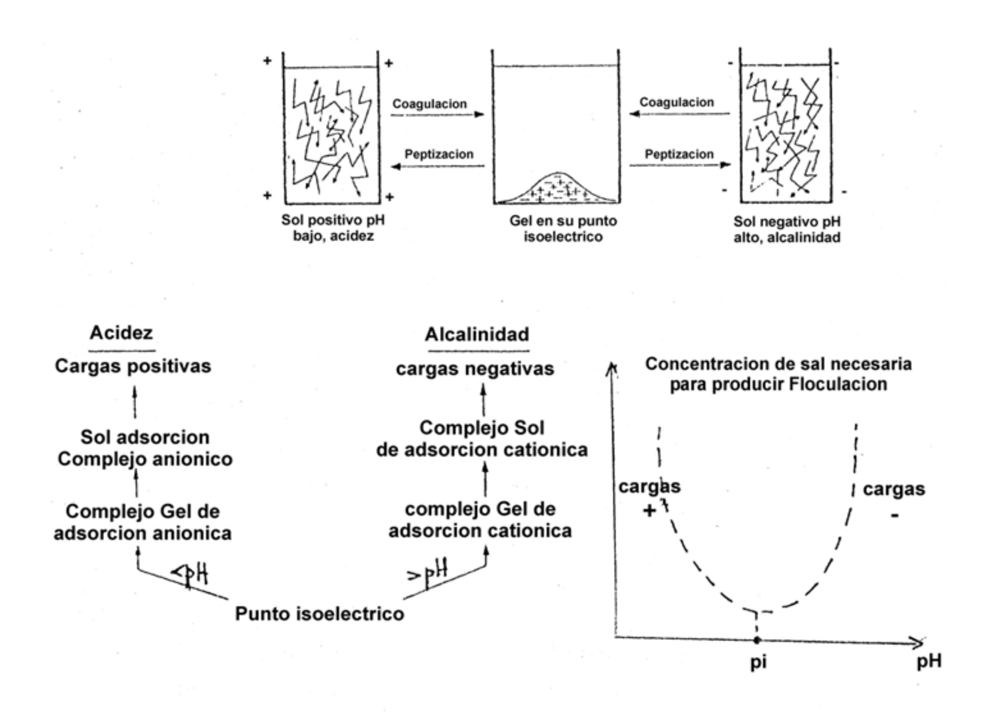


Figura 3. *Estados de Sol y Gel. Punto isoeléctrico. Efecto del pH.*

En los suelos es más frecuente observar el efecto dispersante sobre la rama alcalina (*Natracualf*) que sobre la ácida (*Kandiudox*), esto debido al radio iónico hidratado de los iones asociados a la reacción. De igual manera es más frecuente encontrar electrolitos –sales solubles – en ambientes alcalinos que ácidos.

Ion	Radio iónico (nm)	
	Deshidratado	Hidratado
Li+	0,078	1,003
Na+	0,098	0,793
K+	0,133	0,532
Rb+	0,149	0,509

Tabla 1. *Radio iónicos deshidratado e hidratado de algunos iones*

A medida que el pH se aleja del PI el coloide es más difícil de flocular por poseer mayor cantidad de cargas.

- Comprobación de la existencia de cargas

Se puede comprobar en la práctica que las partículas de arcilla poseen carga colocando una suspensión coloidal de suelo en un tubo de electroforesis y se mantiene una diferencia de potencial de unos 50 voltios, las partículas van a migrar hacia el ánodo o hacia el cátodo según sea su carga.

En condiciones normales los coloides del suelo son electronegativos. La micela arcillosa se compone de un gran anión insoluble de naturaleza alumino-sílicatada y de cierto número de cationes metálicos o de iones H^+.

La carga negativa de las partículas también puede ser comprobada mediante la utilización de indicadores. Fija por adsorción los colorantes básicos dando lugar a un fenómeno de tinción (violeta de genciana) y deja intactos a los colorantes ácidos (eritrosina)

Según la afinidad de los coloides por el agua se habla de:

a) Coloides hidrófobos o suspensoides: son aquellos que tienen poca afinidad con el agua. Se caracterizan por su baja viscosidad, coagulan fácilmente ante la adición de electrolitos, y son frecuentemente irreversibles. Como ejemplo, los sesquióxidos cristalinos y algunas arcillas que están rodeadas por una delgada capa de agua.

b) Coloides hidrófilos: se caracterizan por su alta viscosidad, coagulan difícilmente bajo la acción de electrolitos, floculando en presencia de algún deshidratante (alcohol, acetona), como ejemplo los ácidos húmicos, que presentan una espesa capa de agua llamada "de solvatación" alrededor de las moléculas.

Con respecto a los minerales de arcilla, las montmorillonitas son más hidrófilas que las illitas y éstas que las caolinitas.

La hidrofilia de un coloide aumenta cuando éste está saturado con proporción importante de iones Na y disminuye si el ion es Ca, Al o Fe.

-Estabilidad de los coloides hidrófobos o hidrófilos

La estabilidad de los primeros depende de la carga eléctrica de sus micelas, que siendo de un misino signo para cada clase de coloides se mantienen en dispersión mediante un proceso de repulsión continua; la estabilidad de los hidrófilos depende del grado de hidratación de sus micelas.

Para flocular una partícula coloidal hidrófoba se debe neutralizar su carga eléctrica, agregando a la solución un electrolito de signo contrario a la carga de la micela. Este fenómeno está contemplado por la regla de Hardy-Schulze que dice: "La precipitación de los coloides se efectúa, por iones de signo opuesto al de la partícula coloidal, y es tanto más intensa cuanto mayor es la valencia de dicho ión".

Los coloides hidrófobos poseen una estabilidad de tipo cinético que les permite mantenerse en estado disperso durante largos periodos de tiempo.

La interacción entre coloides de diferente naturaleza puede modificar su comportamiento. Un coloide hidrófobo puede ser "insensibilizado" contra la acción floculante de electrolitos cuando se rodea de coloides hidrófilos, los que actúan protegiendo a los primeros y de allí que se los denomina coloides protectores. El sistema tiende a tener comportamiento hidrofílicos. Inversamente, los coloides sensibilizadores tienen una acción opuesta, es decir que actúan favoreciendo la floculación.

Doble capa difusa

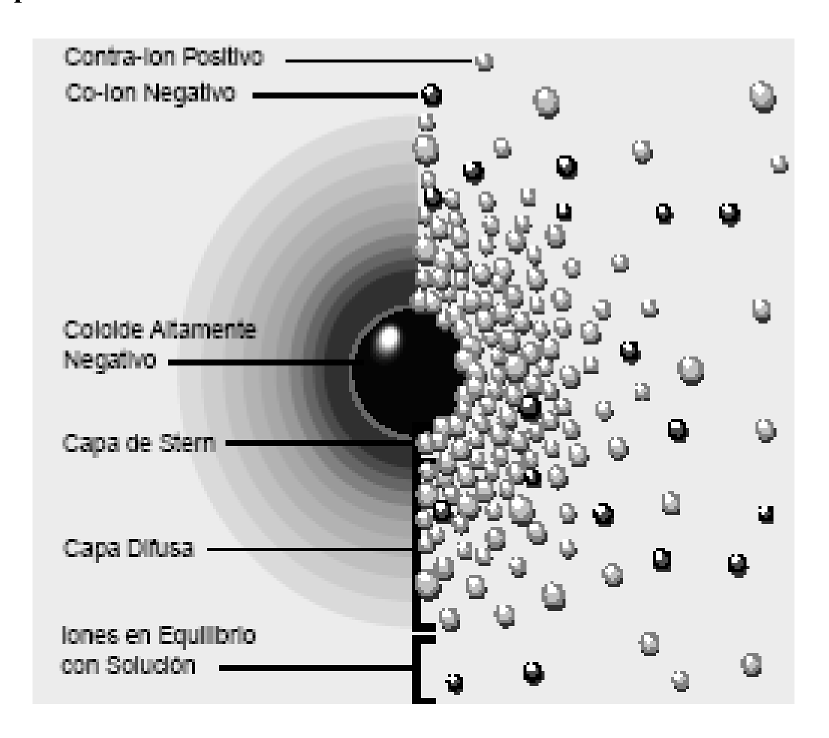


Figura 4. *Doble Capa difusa*

En la figura 4 se representan dos maneras de visualizar la doble capa. La vista izquierda muestra el cambio en la densidad de carga alrededor del coloide. La derecha muestra la distribución de iones positivos y negativos alrededor del coloide cargado.

Las micelas están rodeadas por 2 capas de cargas. La primera, es la carga de la micela propiamente dicha, negativa para el caso de las arcillas. Su origen son cargas no compensadas o saturadas, pertenecientes a la red cristalina del mineral. La segunda, de signo opuesto, corresponde a los iones adsorbidos, que se hace difusa a medida que aumenta la distancia a la micela (**doble capa difusa**), disminuyendo la concentración de iones y su densidad de carga. En la doble capa difusa la carga en el sólido es fija. Adsorbidas sobre ella se encuentran cargas del otro signo provenientes del medio líquido. Solamente la región difusa -puede moverse.

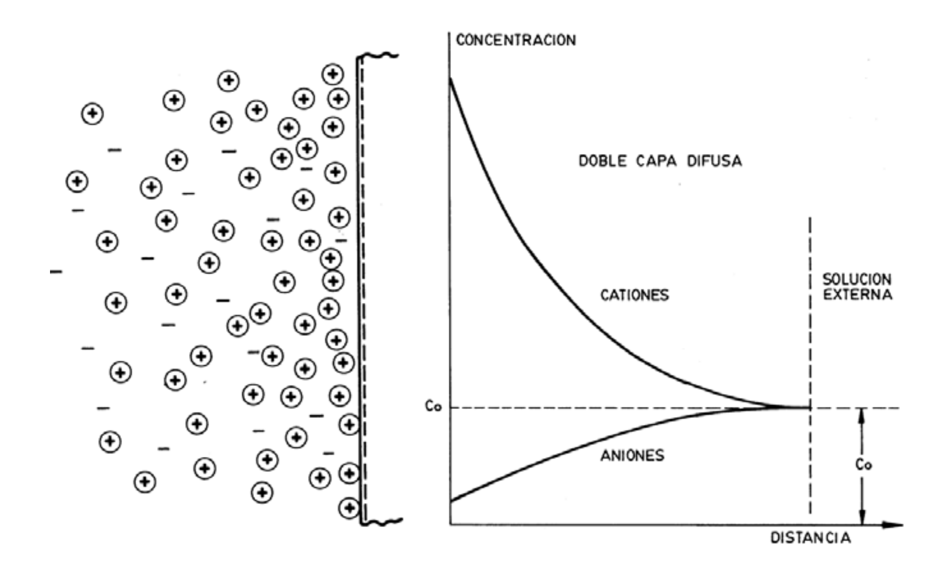


Figura 5. *Espesor dela doble capa difusa*

El término doble capa difusa se refiere a las fuerzas relacionadas, la cantidad de cationes retenidos se denomina Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC), y a la cantidad de aniones retenidos Capacidad de Intercambio Aniónico (CIA), que se expresan en **cmolc kg^{-1}**, mas antiguamente en **meq/100gr.**

El número de moles de iones carga positivos adsorbidos que pueden ser intercambiados por unidad de masa seca, bajo unas condiciones dadas de temperatura, presión, composición de la fase líquida y una relación de masa-solución dada (Sposito, 1989). Un mol de carga positiva equivale a $6{,}02 \times 10^{23}$ cargas de cationes adsorbidos.

Resumiendo, los cationes están sometidos, por un lado, a la atracción del campo eléctrico creado por la superficie cargada, y por otro, tienden a difundir

desde la superficie hacia la solución al existir un gradiente de concentración. A una cierta distancia de la superficie se igualan las concentraciones de cationes y aniones, lo que permite establecer dos zonas, la doble capa difusa y la solución externa.

Potencial Zeta

La caída de potencial eléctrico en la capa difusa, llamada **potencial zeta**, está íntimamente ligada a las condiciones de dispersión o floculación del coloide.

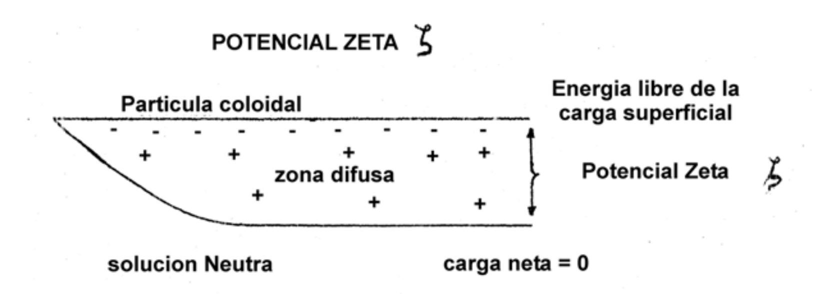


Figura 6. *Esquema. Potencial zeta.*

Catión	Valencia	Radio iónico(Å)	Potencial Zeta m. v.
Li	1	0,60	58,8
Na	1	0,95	57,6
K	1	1,33	56,4
NH_4	1	1,42	56,0
Rb	1	1,48	54,9
Cs	1	1,69	51,2
H	1	2,08	48,4
Mg	2	0,65	53,9
Ca	2	0,99	52,6
Sr	2	1,13	51,8
Ba	2	1,35	50,8

Tabla 2. *Relación entre naturaleza del catión y potencial zeta.*

Algunos elementos para la comprensión del fenómeno de adsorción en suelos

Características básicas de la fracción coloidal de los suelos: la extensa ***superficie por unidad de*** **masa** junto con la presencia de ***carga*** en dicha superficie provocan el fenómeno de ***adsorción.***

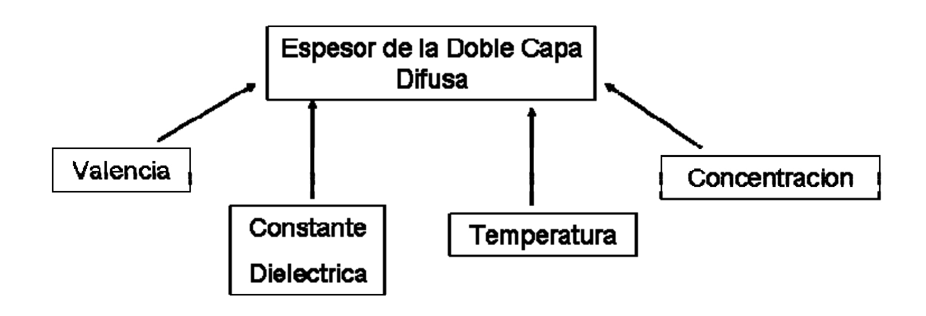


Figura 7. *Factores que actúan en el espesor de la doble capa difusa.*

Como la constante dieléctrica se refiere al solvente que en los suelos es siempre la misma, la del agua y la temperatura absoluta no sufre grandes variaciones entonces los factores que mas influyen, son la valencia y la concentración.

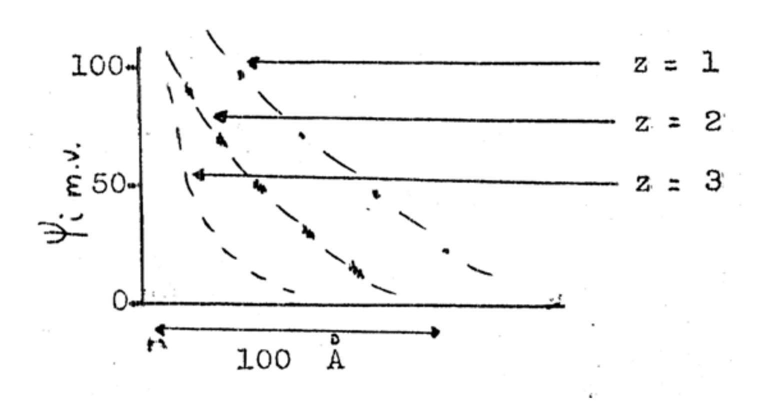


Gráfico 1.- *Efecto de la valencia del contra-ion a una concentración equivalente constante de 10^{-3} N sobre la caída de potencial de una doble capa difusa.*

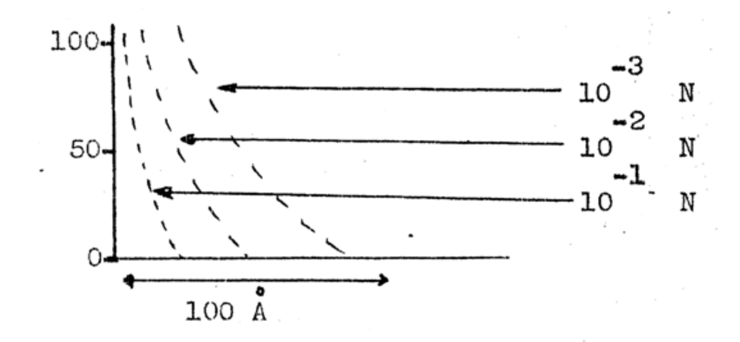


Gráfico 2*. Efecto de la concentración de un electrolito de catión univalente sobre la caída de potencial de una doble capa difusa.*

Las experiencias realizadas concluyen que el espesor de la doble capa difusa (DCD) de los coloides del suelo varía aproximadamente entre los 100 y los 200 Å (1 Å =10^{-1}µm)

Teorías para explicar la doble capa difusa

La estructura de la doble capa es de gran interés para comprender el comportamiento coloidal del sistema suelo. Varios físicos y químicos han puesto su atención en este problema. En 1879, Helmholtz expuso una teoría electrocinética de la doble capa difusa en una superficie plana cargada. Se suponía que la superficie de la partícula con contraiones se comportaba como un condensador, formando la carga de la partícula la capa interior y los contraiones la capa exterior muy próxima a la primera.

En 1910 Gouy y mas tarde Chapmann, pero independientemente, desarrollaron la teoría de la doble capa difusa en una superficie plana. La concentración de los contra iones es máxima en la inmediata vecindad, de la superficie y disminuye rápidamente primero y después asintóticamente hacia una solución intermicelar de composición homogénea, separadas por una superficie neta. Debido a su fundamental importancia para comprender la naturaleza de la doble capa difusa, se dan aquí los puntos principales de la teoría Gouy-Chapmann.

1. Los iones se comportan como cargas puntuales.

2. El potencial eléctrico Y(x) a una distancia x del la superficie, está relacionado con la densidad de carga F(x) por la ecuación de Poisson.

3. La densidad de carga se distribuye de acuerdo a la ley de Boltzmann.

El cambio en la concentración de contra-iones sigue la ley de distribución de Boltzmann

$$\eta = \eta_{j0} \exp\left[\frac{-zje\Psi}{KT}\right]$$

Donde:

η_j es el número de contra-iones de clase **j** por centímetro cúbico en un punto arbitrario de la doble capa difusa, en la que el potencial es **ψ**.

η_{j0} es la correspondiente concentración en la solución exterior.

Zj la valencia del ion

e, la carga del electrón

K, la constante do Boltzmann y

T, la temperatura absoluta

La concentración es mayor en la superficie y decrece exponencialmente con la distancia. La distancia a la que dicha concentración se iguala a la concentración de la solución externa, define el límite de la DCD y su espesor (l/K). Este puede calcularse con la ecuación que expresa que el espesor de la DCD es tanto menor cuanto mayor es la valencia de los iones y cuanto mayor es la concentración de la solución externa:

$$\frac{1}{K} = \frac{1}{kZ^{n+}\sqrt{C_0}}$$

K = cte, función de la temperatura y de la constante dieléctrica del medio.
Z^{0+} =carga de los iones
C_0 = concentración de equilibrio.

Desarrollando matemáticamente y utilizando otras formulas complementarias podemos llegar a la conclusión que el espesor de la doble capa" es una función de la valencia, la concentración, la constante dieléctrica y la temperatura absoluta.

De manera generalizada a temperatura ambiente "a", a concentración molar "c", el espesor "ℓ " se puede expresar mediante la siguiente aproximación:

$$\ell \sim \frac{1}{3 \; . \; 10^7 \; . \; z \; . \; \sqrt{c}}$$

De esto se desprende que el espesor de la doble capa difusa de **Gouy - Chapmann** disminuye al aumentar la valencia y la concentración del electrolito en la solución.

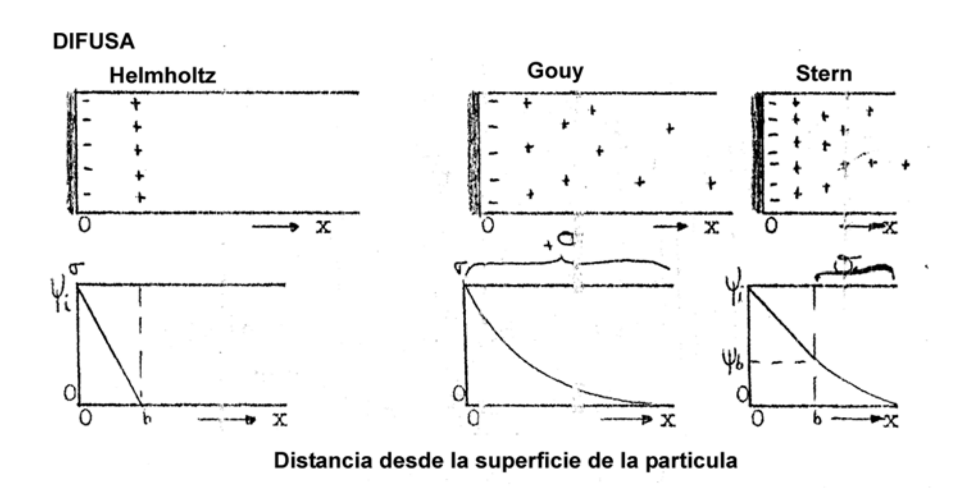
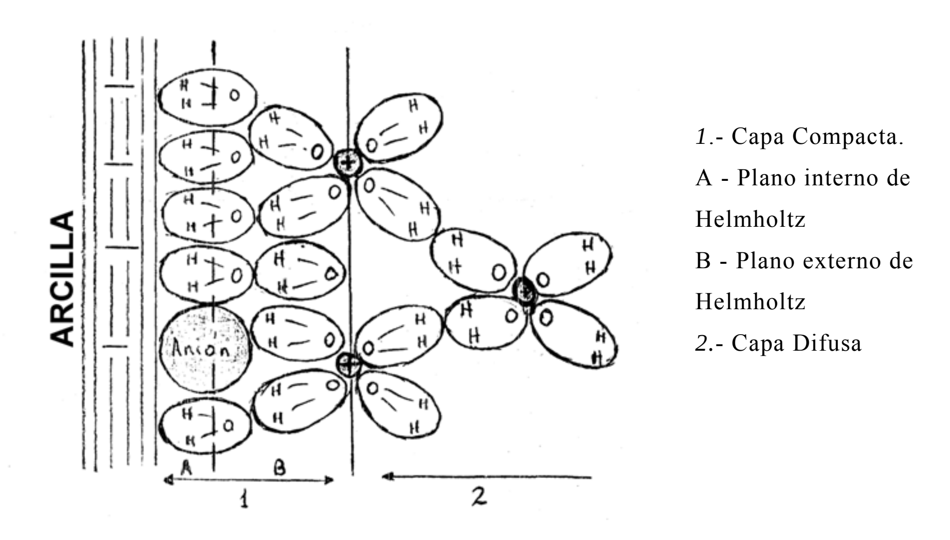


Figura 8*. Representación esquemática de las teorías de doble capa difusa.*

En la parte superior del esquema, se trata de representar la distribución de las cargas. En la parte inferior, la caída de potencial a partir de un potencial ψ_i en la superficie del coloide a uno ψ_x a una distancia x.



1.- Capa Compacta.
A - Plano interno de Helmholtz
B - Plano externo de Helmholtz
2.- Capa Difusa

Figura 9. *Representación esquemática de la posición de iones y moléculas en la interfase*

Tomando como base esta teoría, la variación del potencial electrocinético se puede ver en la gráfico 3.

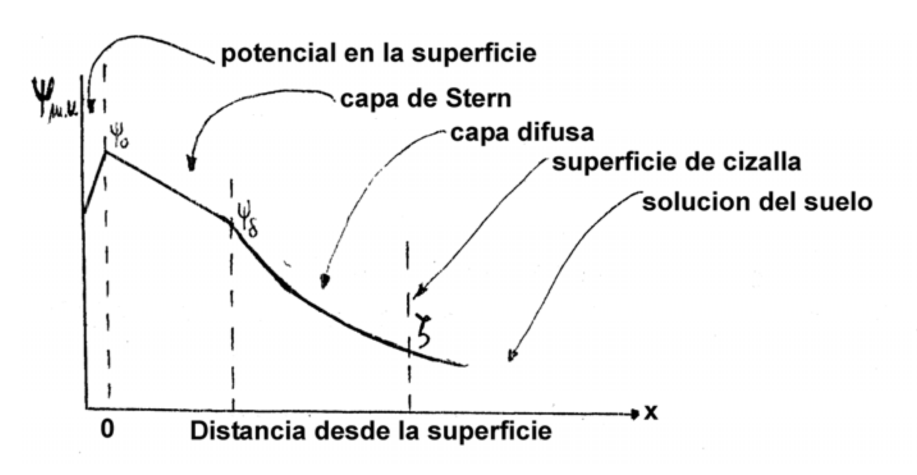


Gráfico 3*. Comportamiento de la doble capa difusa.*

Diferentes tipos de adsorción sobre una partícula de suelo

Según la naturaleza de las fuerzas que intervienen en la unión, se habla de cambio iónico, cuando estas son electrostáticas; de Adsorción física, cuando son de Van der Waals y de adsorción química o quimiosorción, cuando intervienen fuerzas químicas, especialmente uniones covalentes de diferentes tipos.

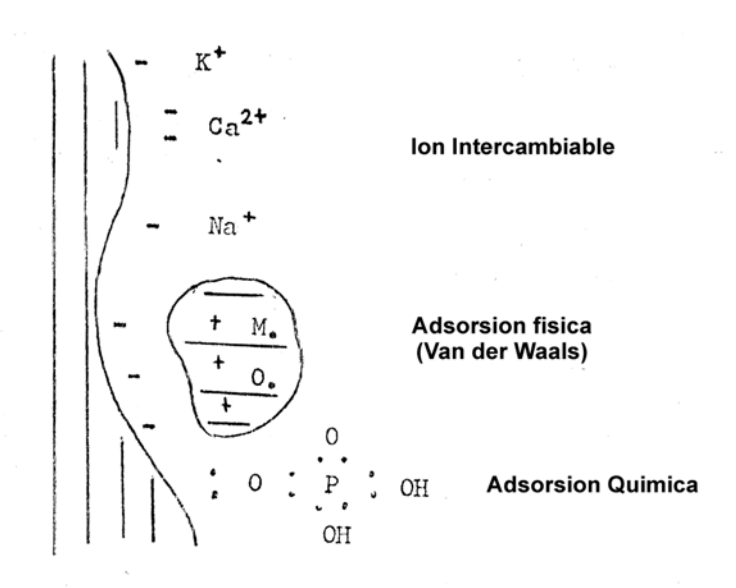


Figura 10*. Formas de adsorción.*

Para integrar los conceptos citaremos una serie de definiciones de **Adsorción**:

Es la existencia de una sustancia particular a una concentración mayor en la superficie de una fase que la que se observa en el resto del sistema (Glasstone).

Es la concentración de las moléculas de una de las fases en la capa superficial, que produce una disminución de la energía libre específica (Tschapeck).

Es un cambio en la concentración de un componente entre la capa limítrofe y el interior de las fases adyacentes (Toth).

Es el fenómeno por el cual una sustancia atraída por fuerzas electrostáticas, de Van der Waals o químicas se "une" a la superficie de otra por un período mas o menos corto (Bornemisza).

Cargas de las fracciones coloidales del suelo:

1.- Material arcilloso silicatado

Las arcillas minerales presentan dos tipos de cargas:

a- Permanentes o netas,

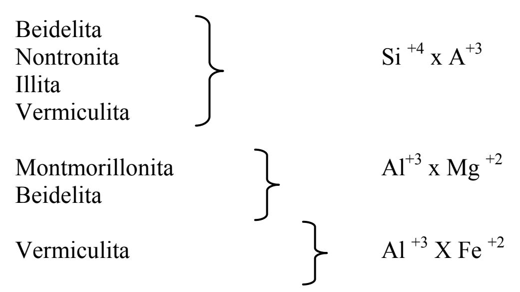
b- Variables.

a-**Las cargas netas o permanentes** se originan como consecuencia de la sustitución isomórfica, es decir, la sustitución de un átomo por otro de tamaño semejante en el retículo cristalino, sin variación de la estructura.

Cuando se produce la sustitución de un átomo por otro, puede ser que no tengan igual valencia. Si se sustituye Al^{+3} por Mg^{+2}, el retículo quedaría cargado negativamente y lo mismo ocurre con el reemplazo de Si^{+4} por Al^{+3}, es decir que se produce un desequilibrio o desbalance eléctrico.

La sustitución isomórfica es la causa de la presencia de la mayor parte de las cargas negativas en minerales trilaminares.

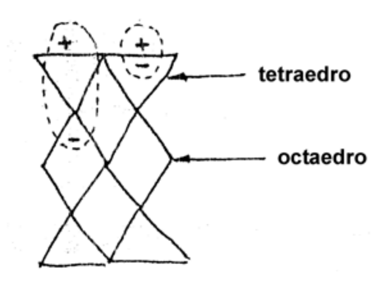
Los minerales bilaminares (de tipo caolinítico) prácticamente no presentan sustitución isomórfica.



Beidelita Nontronita Illita Vermiculita	Si^{+4} x A^{+3}
Montmorillonita Beidelita	Al^{+3} x Mg^{+2}
Vermiculita	Al^{+3} X Fe^{+2}

Tabla 4. *Las sustituciones más comunes*

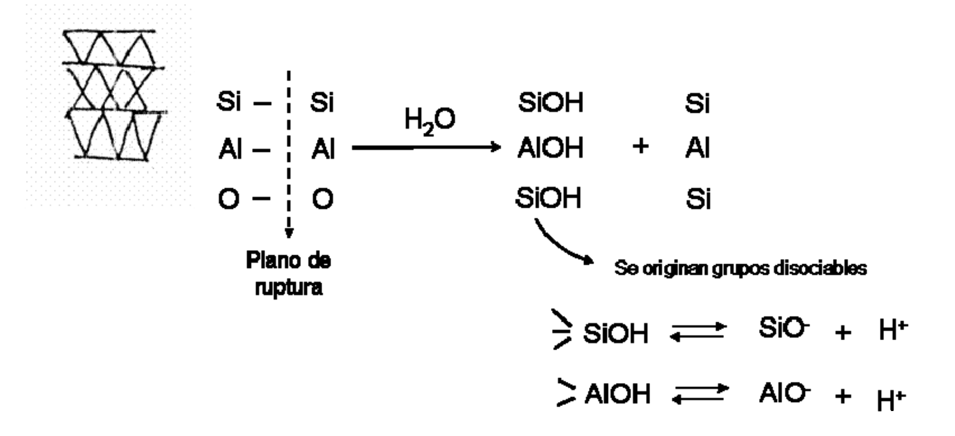
Las cargas permanentes debidas a la sustitución, a nivel de tetraedro, darán lugar a uniones iónicas de mayor energía que las cargas debidas a sustitución isomórfica en octaedros. Esto puede explicarse por la mayor separación espacial de las caras en el segundo caso, según expresa la ley de Coulomb.



b- **Cargas variables o dependientes del pH**

Estas cargas se producen como consecuencia de la disociación de los grupos ácidos débiles SiOH y AlOH, en caras, aristas y puntas de los minerales de arcilla. Pueden aparecer también por ruptura del material.

Supongamos:



La constante de disociación de un ácido como el SiOH es:

$$K = \frac{a\ H^+ \ x \ a\ SiO^-}{a\ SiOH} = 10^{-10} \quad Si\ K=10^{-10} \quad pK=10$$

Esta constante de disociación tiene un valor bajo lo que implica que la disociación será significativa a valores altos de pH, es decir, cuando sea elevada la actividad del ión OH, lo que favorece la disociación.

La fuerza del ácido es mayor en aristas, luego en vértices y por último en las caras de las arcillas.

En la fórmula anterior tenemos que:

$$pK = pH - lg \frac{a\ SiO^-}{a\ SiOH}$$

Como pK =10, a pH = 10 la mitad de los grupos estarán disociados

$$\frac{aSiO^-}{aSiOH} = 1$$

$$y \lg 1 = 0 \quad por \quad lo \tan to \quad pH = \quad pK$$

A pH = 7, solamente el 1 % de los grupos estarán disociados.

$$\frac{aSiO^-}{aSiOH} = 10^{-3}\ y \lg 10^{-3} = -3$$

Es decir que a mayor pH, mayor numero de cargas negativas provenientes de la disociación de los grupos SiOH (SiO^- + H^+) que participan en el intercambio catiónico.

A pH muy ácido, (valores de 3,5 y menores) el SiOH se comporta como anfótero verificándose él siguiente equilibrio:

$$pH = 3,5 \quad SiO + H^+ \rightleftarrows SiOH_2^+$$

Por lo tanto interesa como grupo activo en la adsorción de aniones.

El caso del Al $(OH)_3$ es más complejo dado que puede dar lugar a la formación de varios polímeros y en consecuencia pueden considerarse varios pK.

Uno de dichos equilibrios es:

$$> AlOH + H^+ \longrightarrow AlOH_2^+ \quad pK= 4\text{-}5$$

A pH 4-5 empieza a ser muy significativo el aporte de cargas positivas adquiridas por lo que es muy activo en el intercambio aniónico.

En el límite superior, por el comportamiento anfótero puede verse la aparición de cargas negativas adquiridas de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Al(OH) \rightleftarrows AlO^- + H^+ \quad pK= 8\text{-}9$$

Los pK de estas disociaciones son variables de acuerdo a la posición relativa del Al en la estructura.

Debe resaltarse que en los minerales con escasa sustitución isomórfica, bilaminares, óxidos y alófanas tienen casi exclusivamente este tipo de cargas. También son el origen de las cargas en la materia orgánica.

A demás de presentarse acompañando cargas permanentes en material arcilloso trilaminar

Resumen: las cargas variables o adquiridas dependen del pH del medio por su repercusión en el pK de los distintos compuestos cuya disociación es el origen de las cargas.

La variación de las cargas con el pH puede representarse según gráfico 2. A pH ácidos pueden existir cargas positivas y negativas. El pH al cual se igualan las cargas positivas y las negativas del coloide se denomina punto de carga cero (ZPC) o *punto isoeléctrico*. En él la carga neta total de la partícula es cero (Sposito, 1984). Se ha utilizado para caracterizar la abundancia relativa de carga.

A pH básicos existirán cargas permanentes derivadas de las sustituciones isomórficas y cargas variables debidas a la materia orgánica y otros minerales sin sustitución iónica, a raíz de la disociación de los grupos SiOH, aumenta la carga negativa que proviene de los ya nombrados grupos ácidos débiles SiOH.

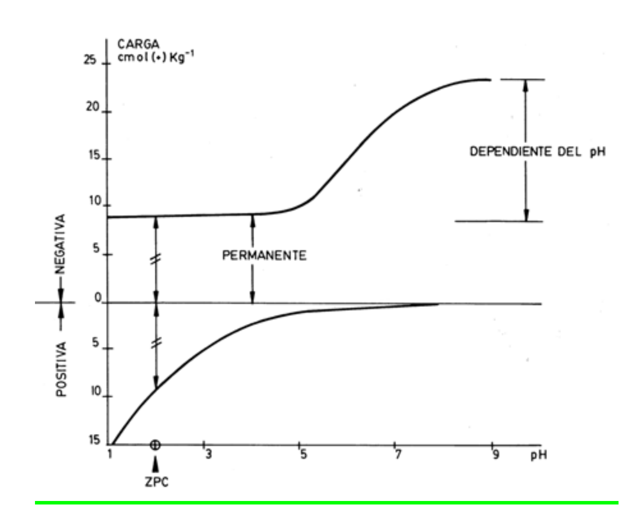


Gráfico 2. *Cargas permanentes y variables*

En consecuencia dentro de los ámbitos comunes de pH y con referencia a las cargas adquiridas, los grupos más activos son:

$>AlOH_2^+$ con apreciable carga positiva

$> SiO^-$ con débil carga negativa

Componente	**CIC $cmol(c)kg^{-1}$**	**Componente**	**CIC $cmol(c)kg^{-1}$**
Arena	0	Clorita	10-40
Caolinita	1-10	Esméctica	80-150
Halloysita $2H_2O$	5-10	Vermiculita	120-150
Halloysita $4H_2O$	40-50	Alófana	10-150
Palygorskita	5-30	Limo	Escasa
Illita	10-40	Mica	0
Glauconita	5-40		

Tabla 5. *Capacidad de Intercambio Catiónico de la fracción mineral en los suelos*

2- Materia Orgánica

La capacidad de cambio de las sustancias orgánicas del suelo está dada por los distintos grupos funcionales presentes en sus componentes.

La carga negativa o positiva que aporten deriva de la disociación de estos grupos por lo que todas sus cargas son variables o adquiridas, o sea, dependientes del pH.

Los grupos responsables son, principalmente:

Carboxilos R-COOH $\quad R\text{-}COOH \rightleftarrows R\text{-}COO^- + H^+$

Oxidrilos fenólicos R-OH $\quad R\text{-}OH \rightleftarrows R\text{-}O^- + H^+$

} Acidos debiles

En menor medida:

Aminas primarias $C\text{-}NH_2$ $\quad R\text{-}NH_2 \rightleftarrows R\text{-}NH_3^+$

Aminas 2ria $\quad C^x NH$

N Heterocilcico (anillo C—C, N, C—C) $\quad$ (anillo)N + $H^+ \rightleftarrows$ (anillo)NH^+

} Bases débiles

La fuerza de los ácidos depende del grupo R. Por ejemplo:

CH_3 COOH (ac). Acético): ácido muy débil

Cl_3C -COOH tricloroacético: muy fuerte

Los grupos carboxilos se encuentran en numerosos compuestos orgánicos del suelo: diversos aminoácidos ácidos orgánicos, ácidos huracos, poliurónidos y en las cadenas laterales de la lignina. Los tres últimos son de especial interés por su estabilidad.

Los grupos oxhidrilo fenólicos se encuentran en algunos aminoácidos como la tirosina y sus polímeros, en las ligninas y los taninos

A título tentativo, puede decirse que el 50 % de la capacidad de intercambio de las fracciones orgánicas corresponde a los grupos carboxilos, el 35% a oxidrilos y el 10 al 25% a los otros grupos mencionados.

Los grupos carboxilos y oxhidrilos fenólicos pueden ser saturados con cationes además de H^+ y el grupo R-NH_3^+ y los correspondientes derivados de grupos de aminas secundarias y N heterocíclico con aniones. En forma similar a lo que ocurre con los minerales de arcilla, el intercambio catiónico es cuantitativamente de mayor importancia que el intercambio aniónico.

Las curvas de titulación de la materia orgánica (M.O.) de los suelos en general tienen formas bastante rectilíneas, sin mostrar inflexiones marcadas. Esto significa que las constantes de equilibrio de las reacciones vistas constituyen una serie casi continua de valores en el rango de pH de interés práctico que va de 3,5 a 10 aproximadamente.

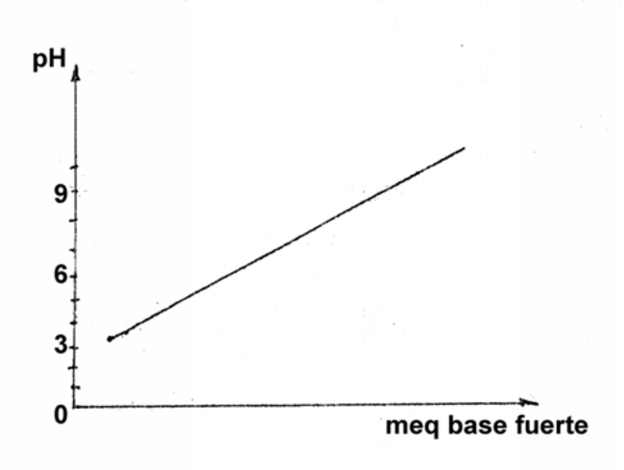


Gráfico 3. *Curva de titulación de la materia orgánica*

Esto se debe a que la constante de disociación de los distintos grupos en general depende de R, que en la práctica reúne características diversas. Tiene importancia la vecindad de otros grupos funcionales, dobles enlaces y anillos aromáticos.

En general, la acidez del grupo -COOH es mayor que la del -OH aunque hay una zona de superposición.

De todo lo dicho se desprende que la carga, y con ello la CIC de la materia orgánica, es dependiente del pH del medio.

Los valores de CIC oscilan entre 100-500 centimoles de carga positiva por kilogramo, cmol (+) kg^{-1} o bien cmolc kg^{-1}, 200-300 meq/l00gr son los valores más frecuentes.

El valor de CIC refleja las condiciones en que se ha formado la M.O. Cuanto mayor es la provisión de bases y cuánto más cercano a la neutralidad el pH del

suelo en que se originó la M.O. y condición biológica más favorable, tanto mayor será la capacidad de cambio.

3.- Óxidos e hidróxidos de Fe - Al – Mn

Los suelos de regiones tropicales y subtropicales se han desarrollado en condiciones de elevada intensidad de alteración por lo cual la mayor parte de sus silicatos han sido meteorizados y lixiviados, quedando residualmente los óxidos de Fe, Al, Mn y Ti, que por el tamaño de sus partículas se clasifican como arcillas.

Los óxidos e hidróxidos son tanto más activos cuanto más jóvenes. A medida que pasa el tiempo entran en proceso de envejecimiento; disminuyen el grado de hidratación y la superficie específica, propiedades que son máximas en el momento de su formación y aumenta el grado de cristalización.

En este tipo de material las cargas son únicamente provenientes de disociaciones, por lo que el número de cargas dependerá del pH y del grado de envejecimiento del óxido.

En general se comportan como anfóteros.

Figura 11. *Relación de los Óxidos e hidróxidos con el pH.*

Por debajo del punto isoeléctrico el coloide tiene carga positiva intercambiando (y/o fijando) aniones, y encima del mismo, negativa, comportándose como intercambiador de cationes.

El punto isoeléctrico es decir, el punto en el cual no presentan carga positiva ni negativa (no migran en el campo eléctrico) generalmente disminuye con el envejecimiento. Puede ser de 7 a 8 recién precipitado y disminuye con el tiempo a 5-6 e inferiores.

Oxido e Hidróxido de Al	PI	Oxido e Hidróxido de Fe	PI
Hidróxido de Al amorfo	8,3	Hidróxido de Fe amorfo	8,5
Bayerita, $Al(OH)_3$	6,2-7,4	Lepidocrocita, FeO(OH)	5,4
Gibbsita, Al $(OH)_3$	4,8	Limonita, FeO(OH)	3,6
Corindón, Al_2O_3	2,2	Goethita, FeO(OH)	3,2
Bohemita, AlO(OH)	Ninguno	Hematita, Fe_2O_3	2,1
Diáspora, AlO(OH)	Ninguno	Oxido e Hidróxido de Fe	PI

Tabla 5 .*Punto isoeléctrico (PI) de algunos óxidos e hidróxidos de Al y Fe.*

Los valores de CIC oscilan entre 10-25 cmol(+)kg^{-1}.

Muchos óxidos, debido al proceso de envejecimiento que re fuerza la estructura cristalina, llegan a ser prácticamente inertes en cuanto a sus propiedades de intercambio catiónico.

4.- Sílice coloidal

Ya hemos visto, al estudiar los procesos de formación de los suelos, que la sílice coloidal se produce en los suelos por hidrólisis de los silicatos y que evoluciona formando minerales de arcilla o se pierde por lixiviación, por lo que rara vez se llega a una acumulación importante y casi siempre en suelos poco evolucionados.

Las cargas que presenta son únicamente variables y se han determinado valores de intercambio, para el ácido silícico hidratado amorfo, que oscilan entre 17 y 34 meq/100 gr.

Los coloides minerales del suelo, poseen **selectividad iónica**, o sea, que no siempre se cumple el reemplazo de acuerdo a sus características iónicas, por lo que a continuación se muestra el orden de reemplazo de cationes encontrado según el tipo de arcilla, a este fenómeno se lo llama comúnmente SELECTIVIDAD para la retención de cationes:

Coloide	Retención
Illita	Al > K >Ca > Mg > Na
Caolinita	Ca > Mg > K> Al > Na
Montmorillonita	Ca > Mg> H > K > Na
Materia orgânica	Mn> Ba > Ca > Mg > NH4> K

Tabla 6. *Selectividad para la retención de cationes.*

Intercambio catiónico

La existencia de superficies cargadas negativamente exige que haya iones de signo contrario, relacionados con tales superficies, para que se cumpla el principio de electro-neutralidad del sistema. Los cationes solvatados, al ser adsorbidos en la superficie, forman complejos de superficie y no pueden establecer fácilmente enlaces iónicos o covalentes entre el grupo central y el ligando (Sposito, 1989), por lo que son intercambiables.

La propiedad del suelo de poder intercambiar iones en la interfase sólido-líquido y en concreto el tipo y clase de intercambio, tiene grandes repercusiones en el comportamiento del suelo:

- Controla la disponibilidad de nutrientes para las plantas: K^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, entre otros.
- Interviene en los procesos de floculación-dispersión de las arcillas y por consiguiente en el desarrollo de estructura y estabilidad de los agregados.
- Determina el papel del suelo como depurador natural al permitir la retención de elementos contaminantes incorporados al suelo.

Capacidad de intercambio catiónico

La unidades en el SI de la Capacidad de intercambio catiónico se expresa en centimoles de carga positiva por kilogramo, cmol (+) kg^{-1} o bien cmolc kg^{-1}. Hasta hace poco se ha venido utilizando como unidad el meq/100g, cuyo uso se halla todavía muy extendido. El valor numérico es el mismo con ambas unidades.

La CIC de un mineral depende de la densidad de carga superficial (σ) y de su superficie específica (S). Para unas condiciones dadas, en que existan cargas permanentes (p) y cargas variables (v) la CIC vendrá dada por:

$$CIC = \sigma_p\ (cmolc\ m^{-2})\ x\ S_p\ (m^2\ kg^{-1}) + \sigma_v\ (cmolc\ m\text{-}^{2)}\ x\ S_v\ (m^2\ kg^{-1})$$

Los cationes intercambiables proceden de la meteorización del material originario, de la mineralización de la materia orgánica, y de aportes externos superficiales y subterráneos. En la naturaleza raramente se puede encontrar un complejo de cambio con una especie iónica única. Los cationes intercambiables más frecuentes son menos de diez y la presencia y predominio de unos u otros dependerá de las condiciones del medio y de las interacciones en la interfase. Los cationes intercambiables se hallan en una proporción considerablemente mayor que los cationes en solución. Estos representan un 1 % o menos, excepto en los suelos salinos. Atendiendo a algunas características significativas, los cationes de cambio frecuentes son los siguientes:

- Suelos calizos de regiones semiáridas y áridas:

$Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^{+} > K^{+}$

Estos cationes se denominan bases de cambio. El porcentaje de saturación de bases (V) viene dado por la expresión:

$$V = \frac{Ca^{++} + Mg^{++} + Na^{+} + K+}{CIC} \quad x \quad 100$$

en suelos calizos V = 100%

- Suelos sódicos y endopedones nátricos:

El porcentaje de sodio intercambiable (PSI) viene dado por la expresión:

$$PSI = \frac{Na^{+}}{CIC} \quad 100$$

La presencia de sodio de cambio por encima de un 5-15% provoca efectos desfavorables sobre la estructura del suelo. Un valor de PSI = 5 puede crear ya problemas en suelos sin caliza.

- Suelos de zonas húmedas

El régimen de humedad percolante produce una acidificación progresiva por pérdida de bases por lavado:

CIC = bases de cambio + cationes acidificantes

En estos casos el % de saturación es < 100%

- Suelos minerales fuertemente ácidos (pH < 5.5)

El catión intercambiable más importante es el aluminio en sus distintas formas, seguido del calcio, magnesio y en menor proporción de iones H^+.

- Suelos orgánicos ácidos

En este caso tienen importancia los iones H^+ como catión intercambiable.

El distinto comportamiento de los cationes en la doble capa se puede explicar atendiendo a su carga y al proceso de deshidratación de los iones en la superficie del cambiador (Shainberg y Kemper, 1966).

Ecuaciones de intercambio catiónico: formulación y propiedades

Resulta de interés poder relacionar las cantidades de cationes adsorbidos con su concentración en la solución, para poder predecir el comportamiento del suelo. Por analogía con las reacciones químicas, una reacción de intercambio puede escribirse:

$$2NaX + Ca^{+2} \rightleftharpoons Ca\,X + 2\,Na^{+}$$

aplicando la ley de acción de masas:

$$K_K = \frac{(Na)^2_i\ (Ca^{2+})_e}{(Ca)_i\ (Na^+)^2_e}$$

X = cambiador

K_K =coeficiente de reacción (de intercambio)

$(\ )_i$ = actividad de los iones intercambiables

$(\ )_e$ = actividad de los iones en la solución

Reordenando esta expresión se obtiene una ecuación de intercambio de tipo de Kerr (si bien este autor utilizó concentraciones):

$$\frac{(Na)^2_i}{(Ca)_i} = K_K \frac{(Na^+)^2_e}{(Ca^{+2})_e}$$

Ámbito de cumplimiento: bajas concentraciones, de lo contrario no se mantiene la constancia del coeficiente de intercambio.

Al resultar difícil la determinación de las actividades de los cationes en la fase adsorbida, se han desarrollado diversos modelos para estudiar el intercambio catiónico a partir de la composición de la solución externa. El modelo de van Loar, que se particulariza en el de Vanselow y el modelo de Rothmund-Kornfeld, un caso particular del cual es el modelo de Gapon, han sido muy frecuentemente utilizados.

Partiendo de la reacción de intercambio:

$$Ca_{1/2}\,X + Na+ \rightleftarrows NaX + 0{,}5\ Ca^{2+}$$

y utilizando concentraciones en lugar de actividades, se propuso la ecuación de Gapon:

$$\frac{[Na]_i}{[Ca_{1/2}]_i} = K_G \frac{[Na^+]_e}{[Ca^{2+}]^{1/2}_e}$$

$[\ ]i = mol\ kg^{-1}$

$[\ ]e = mol\ m^3$

K_G= Constante de Gapon

Considerando un comportamiento análogo para el ion magnesio que para el ion calcio, empíricamente se puede escribir:

$$\frac{[Na]i}{[Ca_{1/2} + Mg_{1/2}]_i} = K_G \frac{[Na^+]_e}{[Ca^{2+} + Mg^{2+}]^{1/2}_e}$$

De donde se puede definir la relación de adsorción de sodio (expresando las concentraciones en meq l^{-1}):

$$RAS = \frac{[Na^+]_e}{\left(\frac{[Ca^{2+} + Mg^{2+}]}{2}\right)^{1/2}_e}$$

Considerando que los cationes significativos en el complejo de cambio sean Ca^{2+}, Mg^{2+} y Na^+ se puede escribir:

$$CIC = (Ca)_i + (Mg)_i + (Na)_i$$

luego:

$$\frac{[Na^+]_i}{CIC - [Na^+]_i} = RAS.\ K_G$$

Las reacciones de intercambio catiónico presentan las siguientes propiedades (Bohn y cols., 1979 y 1993):

- Son reversibles, en casi todos los casos, los cationes polivalentes pueden ser más difíciles de intercambiar.
- Son estequiométricas: las cantidades intercambiadas son químicamente equivalentes.
- Son rápidas: en laboratorio son instantáneas. En campo pueden verse frenadas por la tasa de difusión del ion hacia la superficie del cambiador o desde dicha superficie por la tortuosidad de los poros y el espesor de las láminas de agua. De ello pueden derivarse fenómenos de histéresis (influencia de la dirección) en algunas reacciones de intercambio.
- Cumplen la ley de acción de masas: la dirección de la reacción

depende de las concentraciones relativas.

- Efecto dilución de valencia: expresa la dependencia entre el intercambio catiónico y la valencia del catión. La dilución favorece la adsorción de los cationes de mayor carga. Esto tiene importancia para el desplazamiento de un catión por otro dependiendo de la concentración de éste utilizada para el intercambio. Permite explicar las diferencias en la relación de adsorción de sodio (RAS) entre la solución real del suelo y los extractos. También permite explicar el efecto beneficioso de la mejora de suelos empleando el método de las diluciones sucesivas.
- Efecto de cationes complementarios: influencia de la presencia de un tercer ion sobre el intercambio de otros dos, dependiendo de la fuerza de unión del tercer catión. El Ca^{2+} se desplaza más fácilmente por NH_4^+ en suelos donde Ca^{2+} se vea acompañado por Al^{3+}, que en suelos donde el Ca^{2+} se vea acompañado por Na^+.
- Efecto del anión asociado a un catión desplazante: los productos finales pueden estar más débilmente disociados, ser menos solubles o ser más volátiles.
- Efecto de coloides específicos: los de mayor densidad de carga tienen preferencia por los cationes de mayor carga.

Intercambio aniónico

Los suelos desarrollados a partir de materiales volcánicos (Andisoles) o los suelos ácidos de zonas tropicales y, en general, aquellos que tienen cargas variables pueden presentar capacidad para adsorber aniones (CIA). Esta es mayor en suelos con cantidades importantes de óxidos de aluminio, de hierro y constituyentes tales como la alófana o imogolita. Los suelos con arcillas caoliníticas en condiciones de acidez pueden presentar carga eléctrica positiva al desarrollarla en los bordes de las partículas de arcilla.

Al aumentar la capacidad de intercambio amónico disminuye la de intercambio catiónico, como se observa al comparar suelos poco evolucionados y suelos muy meteorizados:

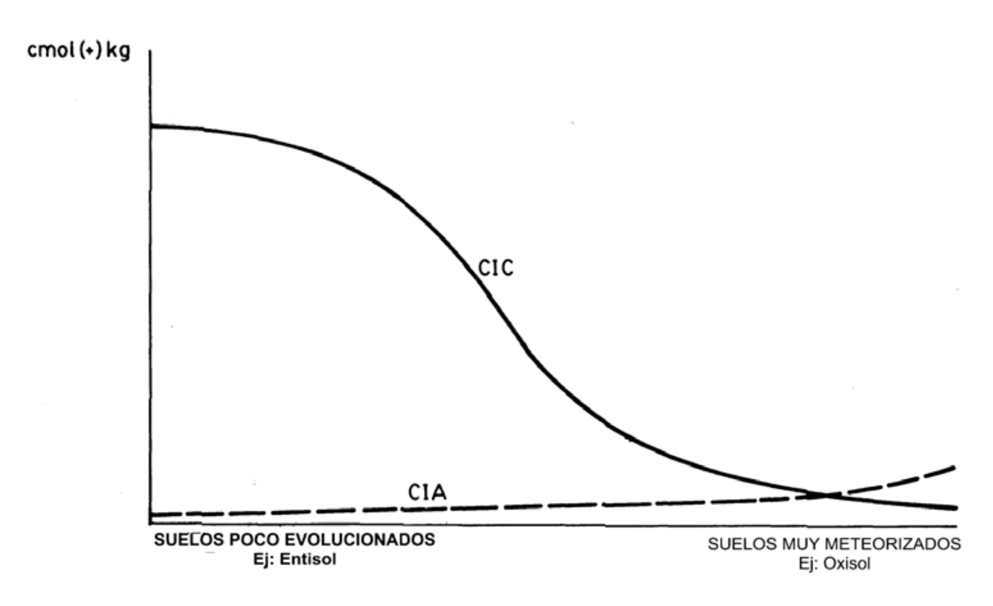


Gráfico 4. Evolución de los suelos y su relación con la CIC y la CIA.

La adsorción de aniones puede afectar a la nutrición de las plantas al no estar a disposición de éstas iones tales como fosfato, sulfato y otros. Así por ejemplo, en algunos Andisoles el mayor problema para el crecimiento de los cultivos puede ser la deficiencia en fósforo. Los procesos de retención de fosfato por compuestos orgánicos pueden dar origen a formas precipitadas o de difícil solubilización.

Para determinar las dosis de fertilizantes en suelos con propiedades de este tipo habrá que considerar la capacidad del suelo para retenerlos en formas total o parcialmente inasimilables, además de tener en cuenta los requerimientos de las plantas, en cuanto a cantidades y momentos. Las necesidades suelen ser más elevadas al comienzo del período vegetativo que en las etapas de floración y fructificación (Fox and Kamprath, 1970).

Se han propuesto diversos modelos para explicar los mecanismos de adsorción:

Formación de complejos de superficie y asociación a superficies cargadas dando lugar a enjambres de aniones difusos en la interfase; mecanismos de intercambio de ligando; mecanismos electrostáticos, variando de unos uniones a otros, si bien en cualquier caso se trata de procesos bastante complejos.

La complexación de superficie de esfera externa y las formas en capa difusa afectan a CL^-, NO_3^- y SiO_4^{2-} y en menor medida a HS^-, SO_4^{2-}, HCO_3^- y CO_3^{2-}, lo que se pone de manifiesto por resultar estos aniones más fácilmente

intercambiables que aquellos con adsorción específica, tales como $B(OH)_4^-$, PO_4^{3-} y COO^- (Sposito, 1989).

La secuencia de adsorción aniónica generalmente admitida es:

$NO^{3-} = Cl^- < SO_4^{2-} < MoO_4^{2-} < HPO_4^{2-} < H_2PO_4^- < SiO_4^{4-}$

$Na_2S0_4 < (NH_4)_2S0_4 < K_2S0_4 < CaS0_4$

Esta selectividad en la adsorción puede ser utilizada para intentar mejorar la asimilabilidad del fósforo en aquellos suelos en los que haya procesos de fijación de este elemento. En este sentido se han utilizado enmiendas a base de silicatos de sodio o de calcio en suelos tropicales.

La adsorción del ión sulfato y del ion fosfato en Andisoles canarios ha sido estudiada por Guadalix & Pardo (1991) y Pardo & (Guadalix (1990), con el fin de examinar el efecto del pH sobre la adsorción y la liberación de aniones. La adsorción de $S0_4^{2-}$ disminuye al aumentar el pH, siendo prácticamente nula por encima de pH = 6,5. El mecanismo de adsorción propuesto es el intercambio de ligando, pero en un plano de adsorción distinto al del fosfato.

La adsorción aniónica viene controlada por una serie de factores:

- Tipo de cambiador/adsorbente.
- pH del medio.
- Anión enfrentado.
- Concentración del anión en la solución.
- Presencia de cationes complementarios.
- Contenido de OH^-.
- Contenido y tipo de materia orgánica.
- Relación SiO_2/AI_2O_3.

En ecosistemas acuáticos, tales como lagos y estuarios, la adsorción-desorción de aniones, y entre ellos los fosfatos, por los sedimentos tiene una gran importancia en el control de los niveles de eutrofización de la masa de agua.

Adsorción de agroquímicos en el suelo

Los fitosanitarios y sus productos de degradación pueden ser adsorbidos por la materia orgánica del suelo por diversos mecanismos (Bailey & White, 1970) que afectan su eficacia. Entre ellos cabe indicar:

- Intercambio iónico.
- Enlaces hidrofóbicos.
- Puentes de hidrógeno.
- Transferencia de carga.
- Fuerzas de van der Waals.
- Intercambio de ligando.

La fitotoxicidad de muchos herbicidas está inversamente correlacionada con el contenido de materia orgánica. Esta adsorción obligará a aumentar las dosis en aquellos suelos con horizontes superficiales más ricos en materia orgánica, ya que el agroquímico pierde actividad (Vaugham & Malcom, 1985).

De los distintos componentes inorgánicos del suelo, las esmécticas son las que presentan un mayor potencial para la adsorción de fitosanitarios debido a su elevada superficie específica. Las especies protonadas y las neutras son adsorbidas por formación de complejos interláminas. La adsorción depende de las características de las superficies de las arcillas y del pH del medio.

Por otro lado, desde un punto de vista medioambiental, hay que tener en cuenta que la adsorción de agroquímicos en los distintos horizontes condiciona el lavado de estos productos y, por consiguiente, el riesgo de contaminación de las aguas freáticas.

Dado que no es posible ensayar todos estos productos en laboratorio o condiciones de campo, para poder predecir su comportamiento, se recurre a la simulación matemática con el empleo de isotermas de adsorción.

La persistencia de un pesticida ha sido definida por la IUPAC como: el tiempo de residencia de una especie química en un compartimento definido del medioambiente (Greenhalgh, 1980).

Esta concepción tiene en cuenta cualquier proceso que da lugar a la desaparición del agroquímico (transformación, absorción por la planta, lavado o volatilización) y no únicamente la tasa de transformación.

Se ha buscado definir el potencial de lavado de un agroquímico para establecer una clasificación de los mismos en base a diversos modelos. Estos se basan en las ecuaciones de convección/dispersión para el transporte de solutos, adsorción lineal reversible, tasas de transformación de primer orden (caracterizada por la vida media del agroquímico) y absorción pasiva por las plantas (Boesten and van der Linden, 1991).

Las características de los suelos en general, y de los epipedones en particular, condicionan los procesos de adsorción y transporte, por lo que los efectos medioambientales de un agroquímico deben ser referidos a un suelo determinado.

AIRE EN EL SUELO

Las condiciones de aireación de un suelo dependen de la eficacia en el intercambio de gases entre el suelo y la atmósfera. La presencia de oxígeno resulta imprescindible para la respiración de las raíces y de los microorganismos aerobios que viven en él

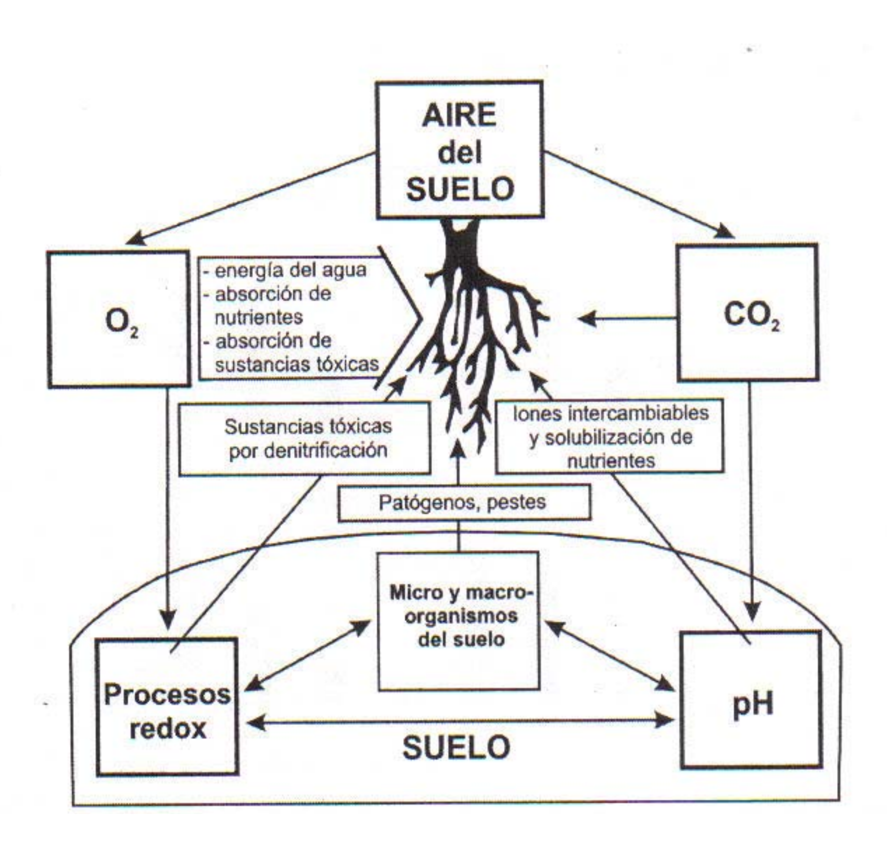


Figura 12. *Las plantas y su ambiente rizosférico.*

Un suministro inadecuado de oxígeno se reflejará tanto en el coeficiente respiratorio (CR), como en la tasa de respiración (TR):

$$CR = \frac{\text{volumen de } CO_2 \text{ liberado}}{\text{volumen de } O_2 \text{ consumida}}$$

CR = 1 en condiciones aerobias

$$TR = \frac{\text{volumen de } O_2 \text{ consumido}}{cm^3 \text{ suelo y min}}$$

El oxígeno afecta al crecimiento al incidir sobre la absorción de nutrientes y de agua en la mayoría de las plantas.
En condiciones de exceso de agua, únicamente pueden sobrevivir aquellos organismos que estén adaptados a tales condiciones.

En suelos de drenaje impedido o en aquellos en los que la velocidad de circulación del agua es excesivamente lenta, la reposición de oxígeno es deficiente a medida que va siendo utilizado durante la respiración aerobia. Se originan condiciones reductoras, que pueden afectar a la movilidad de los distintos elementos.

Dado que el oxígeno actúa de aceptor de electrones en los procesos de descomposición de la materia orgánica, en ausencia de oxígeno, los microorganismos anaerobios deben obtener energía de otros aceptores secundarios y los productos resultantes pueden ser fitotóxicos (sulfuros, nitritos, Mn^{2+} entre otros). La humificación y mineralización de la materia orgánica se ven frenadas, por lo que se acumulará sin haber evolucionado. En ausencia de aceptores inorgánicos de electrones, los microorganismos pueden conseguir energía a partir de la materia orgánica por fermentación, con producción de metano.

En la zona de oscilación de la capa freática habrá alternativamente condiciones oxidantes y reductoras. Si el nivel freático se mantiene todo el año por debajo de una cierta profundidad, sólo se verán afectados los horizontes inferiores. En algunos suelos, al presentar una capa impermeable a poca profundidad, y recibir agua, puede llegar a saturarse la parte superior a dicha capa; se forma una capa freática colgada, generalmente de carácter temporal, que puede llegar a provocar condiciones reductoras.

Los procesos de reducción locales pueden darse en el interior de agregados incluso en suelos bien aireados. En un agregado saturado de agua, la presión parcial de oxígeno puede llegar a alcanzar valores próximos a cero. Alrededor de una raíz, por la demanda de oxígeno se pueden originar condiciones reductoras, dando por resultado la aparición de una zona reducida caracterizada por su color gris.

En condiciones de buena aireación, el aire del suelo es una mezcla principalmente de nitrógeno (79 % en volumen), oxígeno y anhídrido carbónico (21 % entre ambos). La concentración de estos últimos fluctúa grandemente según las condiciones de aireación y según la actividad biológica.

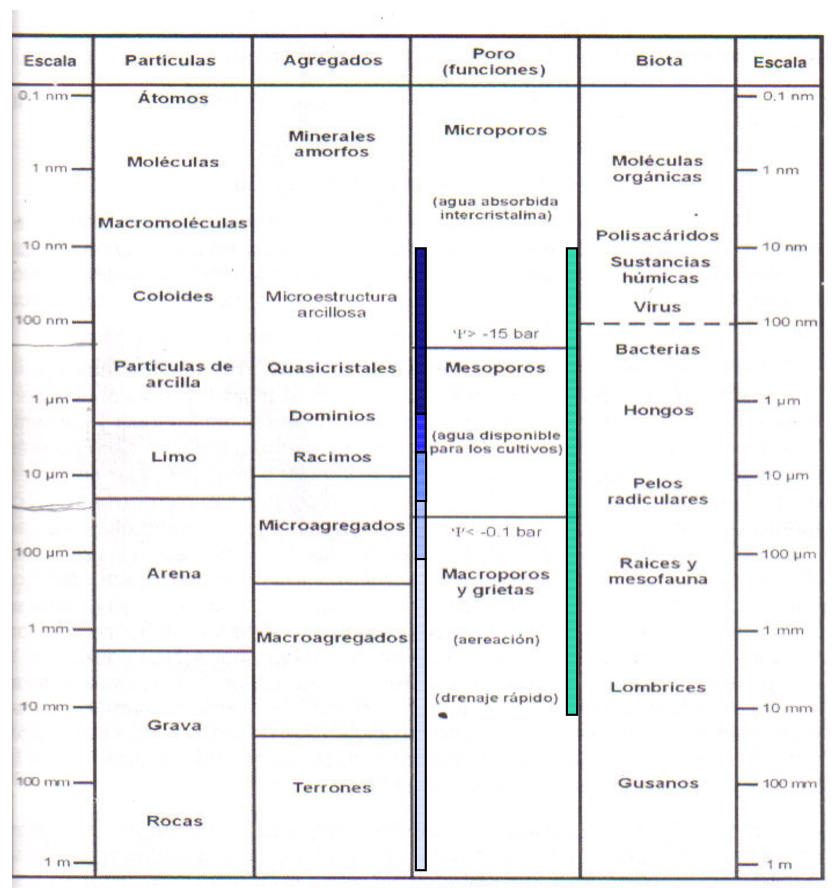


FIGURA 1.3. VARIACIÓN DE TAMAÑO DE DIFERENTES COMPONENTES DEL SUELO (ADAPTADO DE KAY, 1990).

Diagnóstico del estado de óxido-reducción de un suelo

Los procesos redox se evidencian de acuerdo a rasgos morfológicos muy característicos. El diagnóstico en campo se basa en el color y en rasgos macromorfológicos.

- Coloraciones rojizas, pardas o similares:

Suelos bien aireados, estado de oxidación máximo. Buen drenaje.

- Colores litocromos:

Al ser heredados de la roca madre no tendrán significación respecto a las condiciones redox actuales. Por ejemplo, un suelo desarrollado sobre lutitas de color gris.

- Moteados y concreciones:

Indican presencia de Fe^{3+} (pardo-rojizo) y Fe^{2+} (gris). Alternancia de condiciones oxidantes y reductoras a lo largo del año. Se suelen localizar en la zona de oscilación de la capa freática.

Una repetición del proceso a lo largo de años favorece el crecimiento de estas cristalizaciones de compuestos de hierro y de manganeso, pudiendo llegar a formarse acumulaciones esferoidales de color negruzco (pisolitos).

- Colores grises, gris-verdoso y azulados:

Condiciones reductoras permanentes.

El hierro puede hallarse en forma ferrosa (color gris) o haber migrado (decoloración). En este último caso, en lámina delgada corresponderá a un edaforrasgo de empobrecimiento.

Un color más azul que 10 Y, que cambia al exponer una muestra al aire, significa que el hierro no ha llegado a migrar y se oxida. Esto ocurre en suelos jóvenes (*Aquents*).

- Manchas amarillas (2,5 Y o más amarillas):

Pueden corresponder a jarosita, $KFe_3(S0_4)_2(OH)_6$, formada como consecuencia artificial en un suelo rico en sulfuras. Indica unas condiciones fuertemente oxidantes y ácidas en suelos de sulfatos ácidos. El pH de un horizonte sulfúrico es inferior a 3,5.

Desde un punto de vista mineralógico, los distintos colores de un moteado corresponden a diferentes especies mineralógicas. Los colores ocre-anaranjados son debidos a oxihidróxidos férricos, tales como lepidocrocita (FeOOH), goetita (∀ FeOOH) y maghemita deshidratada (Fe_20_3).

El grado de cristalinidad de la lepidocrocita es mayor si la tasa de aporte de Fe^{2+} es baja y el paso a condiciones de oxidación lenta, tal como ocurre en el interior de los agregados (Schwertman, 1985). Las motas azul-grisáceas se asocian a la presencia de vivianita y sulfuro ferroso (FeS).

Para describir en campo el estado de óxido-reducción de un suelo de forma normalizada se pueden utilizar los criterios SINEDARES (CBDSA, 1983).

La significación agrícola del diagnóstico de condiciones reductoras será distinta según que se vean afectados los 50 primeros cm del suelo o los rasgos aparezcan a partir de esta profundidad. Por ello, tiene interés destacarlo al dar nombre a un suelo. En el primer caso se indicará a nivel de Suborden, mientras que en el segundo, al tener menor incidencia sobre las plantas, se reflejará a nivel de Subgrupo de Soil Taxonomy.

Mecanismos de intercambio de gases en el suelo

Se requiere que haya mecanismos de regulación para mantener los contenidos de oxígeno y anhídrido carbónico dentro de niveles aceptables.

En la interfase suelo-atmósfera se produce un intercambio de gases de forma que el suministro exterior hace que, en el equilibrio, la composición de la fase gaseosa del suelo sea idéntica a la de la atmósfera exterior. El consumo continuado de oxígeno por parte de los microorganismos y raíces, con el consiguiente desprendimiento de CO_2, provoca diferencias de concentración que inducen una transferencia de gases.

Los mecanismos implicados en el transporte son:

Difusión de moléculas de gas debido a gradientes de presión parcial o de concentración de los componentes entre distintos puntos de la masa de gas.

La difusión es un mecanismo lento, consecuencia del movimiento térmico de las moléculas al azar, desde los puntos de concentración alta a los de baja y que se continúa hasta que la concentración del gas llega a ser uniforme. Las diferentes especies de moléculas pueden estar implicadas en flujos opuestos, como ocurre con el $C0_2$ y el O_2, por lo que se obstaculizan entre sí.

Flujo de masa de la mezcla de gases en su conjunto, en respuesta a gradientes de presión, por cambios de temperatura, por variación en el volumen del espacio poroso disponible o por cambio de presión por turbulencia debida al viento en la superficie del suelo.

El flujo de masa es significativo al entrar aire en el suelo al secarse éste. El coeficiente de transporte para el flujo de masa viene determinado por la geometría de los poros y por la viscosidad del aire.

Transporte de oxígeno disuelto en el agua que circule por el suelo

El transporte de oxígeno disuelto resulta importante en suelos de llanuras aluviales, en los que la circulación de la capa freática permita asegurar un suministro adecuado de 0_2 para la respiración de las raíces. La plantación de álamos y sauces en suelos con capa freática superficiales, exige que ésta circule para asegurarse un adecuado suministro de oxígeno, dado que estos árboles son sensibles a condiciones de anoxia. En un *Xerofluvent ácuico* la plantación puede ser posible, mientras que un *Aquent* sería un fracaso.

El intercambio de gases vendrá afectado por el grado de estructuración, la porosidad total, y como se distribuya en porosidad entre agregados e intra-agregados, el grado de comunicación entre los poros, la densidad aparente, la compactación, la porosidad llena de aire en cada momento y la presencia de raíces. Todo ello define condiciones de contorno del sistema, que pueden resultar difíciles de establecer en el campo, variando de horizonte a horizonte y con el tiempo.

Flujo de gases por difusión: Leyes de Fick

De los diferentes mecanismos de transporte de gases, la difusión es el de mayor importancia para la aireación del suelo. De acuerdo con la ley de Fick, el movimiento de gases a través del suelo por difusión en estado estacionario es directamente proporcional al gradiente de concentración, al área de la sección disponible y al tiempo:

Para una difusión uni-dimensional:

$$q_x = -D\frac{\partial C}{\partial x} = -D\nabla C$$

Primera ley de **Fick**

Donde:

q_x = tasa de transferencia de gas o densidad de flujo ($kg.m^{-2}\ s^{-1}$)

C = C (x, y, z, t) = concentración del gas difundible ($kg\ m^{-3}$)

D = coeficiente de difusión del gas en aire libre ($m^2\ s^{-1}$)

D = D (P, t) P = presión t = temperatura

x = distancia en que tiene lugar la transferencia por difusión, (m)

$$\nabla C = \frac{\partial C}{\partial x}$$

gradiente de concentración, siempre se considera afectado de signo menos, ya que la transferencia tiene lugar en el sentido de las concentraciones decrecientes.

La difusión se verá afectada por la porosidad efectiva, para tenerlo en cuenta, se debe introducir un coeficiente. Se suele trabajar con coeficientes de difusión relativos, al referirlos al coeficiente de difusión D_0 de mismo gas en el aire libre, en unas determinadas condiciones de contorno (Pritchard & Currie, 1982) los valore de D_0 para distintos gases son los siguientes:

Gas	**D_0 ($cm^2\ s^{-1}$)**
CO_2	0,139
H_2O vapor	0,239
O_2	0,178
H_2	0,634
Valor medio en el suelo	0,200

Tabla 7. *Coeficientes de difusión de diferentes gases*

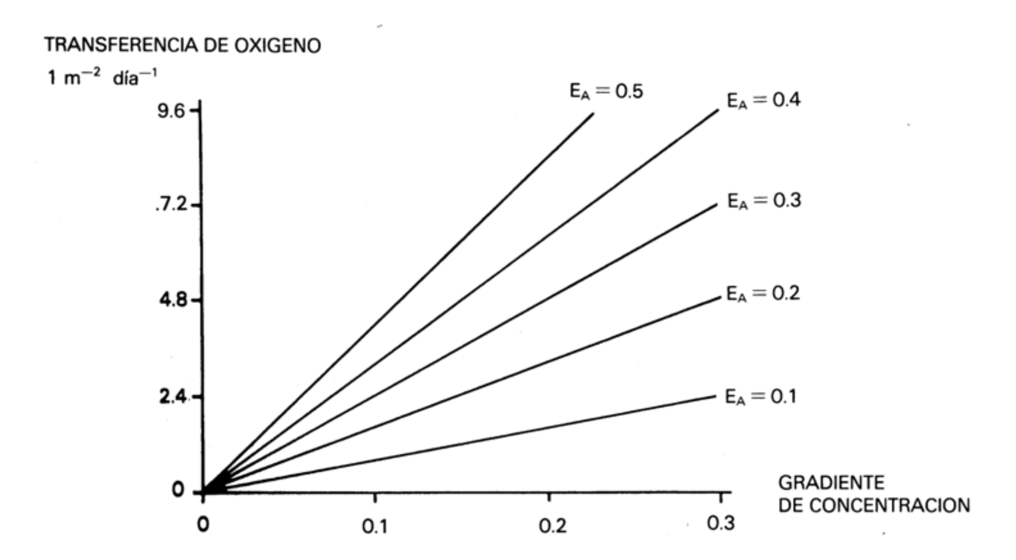
Diversos autores han indicado que γA debe ser como mínimo de un 10% para que pueda haber un adecuado intercambio de gases entre el suelo y el exterior. En la práctica, el límite para la porosidad llena de aire por encima del cual no es probable que haya condiciones anaerobias dependerá de la temperatura, actividad microbiana, consumo de oxígeno por las plantas y grado de comunicación entre los poros.

El estudio de la difusión de gases en el suelo tiene interés para poder determinar los efectos de las distintas técnicas de laboreo, de no laboreo, de aplicación de materia orgánica, de la compactación, del sellado y posterior encostramiento. El estudio de la difusión de gases en el suelo también resulta de interés para poder explicar el comportamiento de productos utilizados para la desinfección del suelo. El transporte de un gas desde el punto de aplicación tiene lugar principalmente por difusión.

En la fumigación de suelos de textura fina tiene gran importancia que los contenidos de humedad sean bajos, ya que el coeficiente de difusión va siendo menor a medida que aumenta el porcentaje de poros llenos de agua; ahora bien,

si la aplicación es muy superficial y el contenido de humedad bajo, las pérdidas por evaporación pueden ser elevadas (Smelt y cols., 1974).

La difusión de gases vendrá condicionada por la tasa de transferencia, por el gradiente de concentración y por la proporción de poros llenos de aire (γA). Para el caso de la transferencia de oxígeno en un suelo, el efecto de la variación de la porosidad llena de aire (γA) y del gradiente de concentración es lineal:



Química de los procesos redox en el suelo

Los sistemas naturales contienen especies químicas que pueden formar iones con diferentes estados de oxidación o número de oxidación. Estas sustancias orgánicas o inorgánicas pueden aceptar electrones derivados del metabolismo de los microorganismos anaerobios facultativos. Las reacciones redox son reversibles y caracterizan aquellos procesos en los que se produce un cambio en el estado de oxidación, lo que implica una transferencia completa de electrones de unas especies a otras:

$$O_x + mH^+ + ne^- \rightleftharpoons Red$$

El oxígeno es el aceptor de electrones más fuerte, cuando existen condiciones aerobias.

Las reacciones redox afectan principalmente a O, N, Mg, Fe, S, y C y, en el caso de suelos contaminados, pueden verse afectados otros elementos, tales como selenio, cromo, entre otros.

Al tener lugar una aceptación de electrones por parte de una especie química que se reduce (agente oxidante o aceptor de electrones), habrá necesariamente otra especie que cederá igual número de electrones (agente reductor o dador de electrones). En el suelo, el agente reductor más importante es la materia orgánica al estar constituida por moléculas muy reducidas. La oxidación libera energía fotosintética para los microorganismos del suelo.

El par oxidante-reductor se denomina par redox. Una reacción de oxido-reducción equilibrada puede considerarse constituida por dos hemireacciones que describen el cambio parcial de electrones en el sistema. En un sistema natural, para que el proceso redox pueda tener lugar, se requiere un dador y un aceptor de electrones. Por convenio, en la hemirreacción que describe el cambio en el sistema redox, la forma oxidada se escribe en el miembro de la izquierda así, por ejemplo:

$$Fe^{3+} + e^{-} \rightarrow Fe^{2+}$$

La oxidación completa de la materia orgánica en el suelo dará lugar a un compuesto más oxidado, el CO_2. Si se supone una fórmula molecular promedio de $C_2.2H_2.2O$ para los componentes orgánicos, el proceso puede representarse por dos hemireacciones.

La de oxidación será:

$$\frac{11}{48}CO_2 + H^{+} + e^{-} \longrightarrow \frac{5}{48}C_{2.2}H_{2.2}O + \frac{17}{48}H_2O$$

En un medio aerobio el aceptor de electrones es el oxígeno:

$$\frac{1}{4}O_2 + H^{+} + e^{-} \longrightarrow \frac{1}{2}H_2O + \text{energía}$$

La reacción completa de oxidación-reducción será:

$$C_{2.2}H_{2.2}O + 2{,}25O_2 \longrightarrow 2{,}2CO_2 + 1{,}1H_2O + \text{energía}$$

Las reacciones redox progresan dependiendo de las energías libres relativas, de forma que al alcanzarse el equilibrio, el sistema presente un mínimo de energía. La energía libre (G) está relacionada con las constantes de equilibrio y con el potencial eléctrico o potencial redox (Eh), de acuerdo con la expresión:

$$\Delta G = -n\ F\ Eh$$

Donde:

ΔG = variación de energía libre.

n= número de electrones intercambiados en la reacción de óxido-reducción.

F = constante de Faraday.

nF = cantidad de electricidad.

Eh = potencial redox. Potencial eléctrico que mide cuantitativamente el poder oxidante o reductor del sistema. Se expresa con relación a un valor de referencia. La h indica que el valor está referido al electrodo de hidrógeno, para el que, por definición, E° = 0,00V a t = 25 °C y P = 1 atm.

El Eh se mide electroquímicamente, mediante un potenciómetro y un electrodo de platino, lo que resulta relativamente más sencillo que la determinación de la energía libre al requerir ésta medidas calorimétricas. No obstante, la medida del potencial redox se restringe a trabajos de investigación o al estudio de problemas muy específicos.

Los valores de los potenciales normales (E0) de electrodo a 25°C y 1 atm para las principales hemireacciones que pueden darse en los suelos son (Krauskoff, 1967; Ross, 1989):

Semirreacciones	E°	Semirreacciones
Mejor agente reductor		$O_2 + 2H^+ + 2e^- \rightarrow H_2O$
$1/2S + e^- \rightarrow 1/2S^{2-}$	−0,440	$Fe^{3+} + e^- \rightarrow Fe^{2+}$
$1/2Fe^{2+} + e^- \rightarrow 1/2Fe$	−0,440	$NO_3^- + 2H^+ + 2e^- \rightarrow NO_2^- + 2H_2O$
$H^+ + e^- \rightarrow 1/2H_2$	0,000	$O_2 + 4H^+ + 4e^- \rightarrow 2H_2O$
$1/2S + H^+ + e^- \rightarrow 1/2H_2S$	+0,140	$MnO_2 + H^+ + 2e^- \rightarrow Mn^{2+} + H_2O$
$1/4CO_2 + H^+ + e^- \rightarrow C + H_2O$	+0,210	$MnO_4^- + 8H^+ + 5e^- \rightarrow Mn^{2+} + 4H_2O$
$SO_4^{2-} + 10H^+ + 8e^- \rightarrow H_2S + 4H_2O$	+0,310	$1/2H_2O_2 + H^+ + e^- \rightarrow H_20$
		Mejor agente oxidante

Diagramas Eh-pH

Las reacciones redox dependen de la actividad de los electrones (Eh) y de los protones (pH), generalmente de forma lineal. Puede representarse tal relación por medio de diagramas Eh-pH, o bien pE-pH.

Diagramas de este tipo permiten establecer campos de estabilidad para especies químicas y para especies microbianas, para los sistemas redox en medios naturales y, en base a ello, interpretar su comportamiento en unas condiciones de medio dadas. Los medios terrestres estériles se deben a condiciones de Eh y pH desfavorables para el crecimiento de las plantas.

En sistemas naturales el límite superior de los potenciales redox viene definido por el límite de estabilidad del agua, de acuerdo con la hemirreacción:

$$\frac{1}{4} O_2 + H^+ + e^- \longrightarrow \frac{1}{2} H_2O \qquad E^o = +1{,}23 \text{ V}$$

para la que:

$$E = E^o + \frac{0{,}059}{1} \log \frac{(O_2)^{1/4}\,(H^+)}{(H_2O)^{1/2}} \qquad (H_2O) = 1$$

$$E = E^o + 0{,}0147 \log PO_2 - 0{,}059 \text{ pH}$$

en medios naturales PO_2 = 1 atm, en contacto con la atmósfera el límite superior teórico de estabilidad del agua vendrá dado por:

$E = E° - 0,059\ pH$

Análogamente, el límite inferior de estabilidad del agua viene definido por:

$$\frac{1}{2} H_2 + \frac{1}{4} O_2 + e^- \longrightarrow \frac{1}{2} H_2O \qquad E = -0,059$$

Los campos de la estabilidad del agua a 25 °C expresados en un diagrama Eh-pH son los siguientes (Gráfico 5).

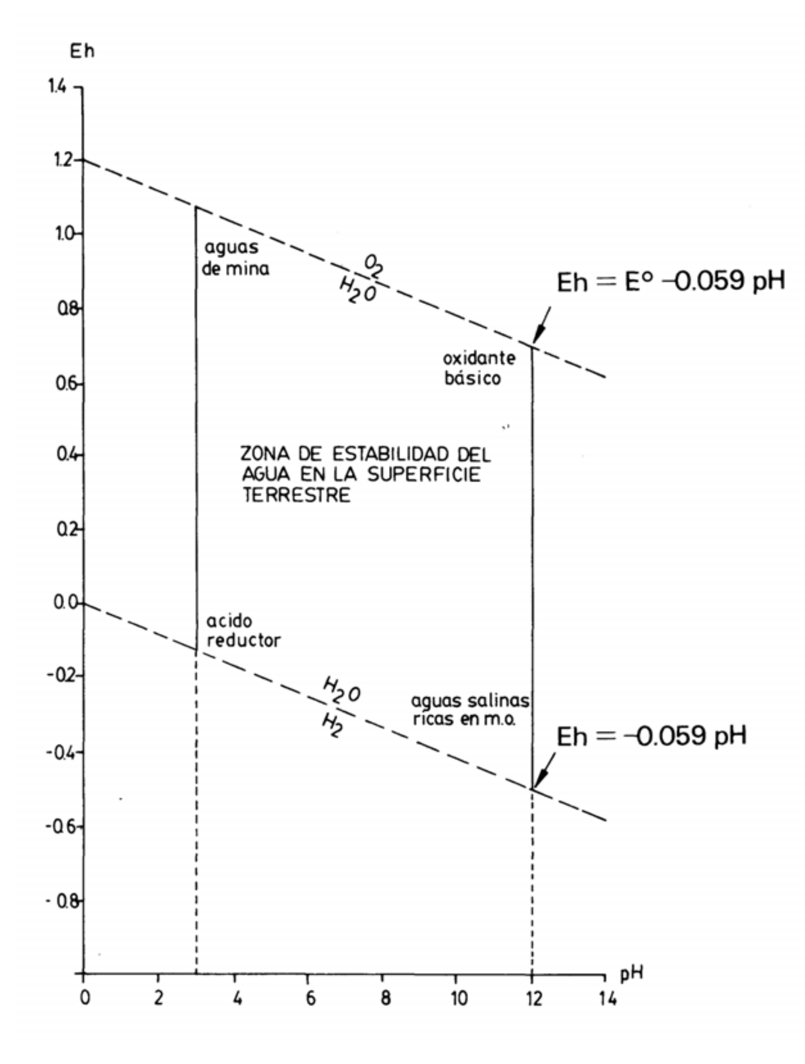


Gráfico 5. *Relación pH-Eh del agua a 25 °C*

La movilidad del hierro y del azufre está fuertemente influenciada por el potencial redox (Eh) y el pH. Los valores de Eh-pH condicionan la especiación

y acumulación de estos elementos en algunos horizontes o su empobrecimiento. El hierro y el azufre se combinan en dos minerales característicos de los suelos de sulfatos ácidos: la pirita y la jarosita. Las relaciones estabilidad (van Breemen, 1976) se pueden poner de manifiesto por medio del diagrama Eh-pH para la pirita, jarosita, goetita y óxido férrico:

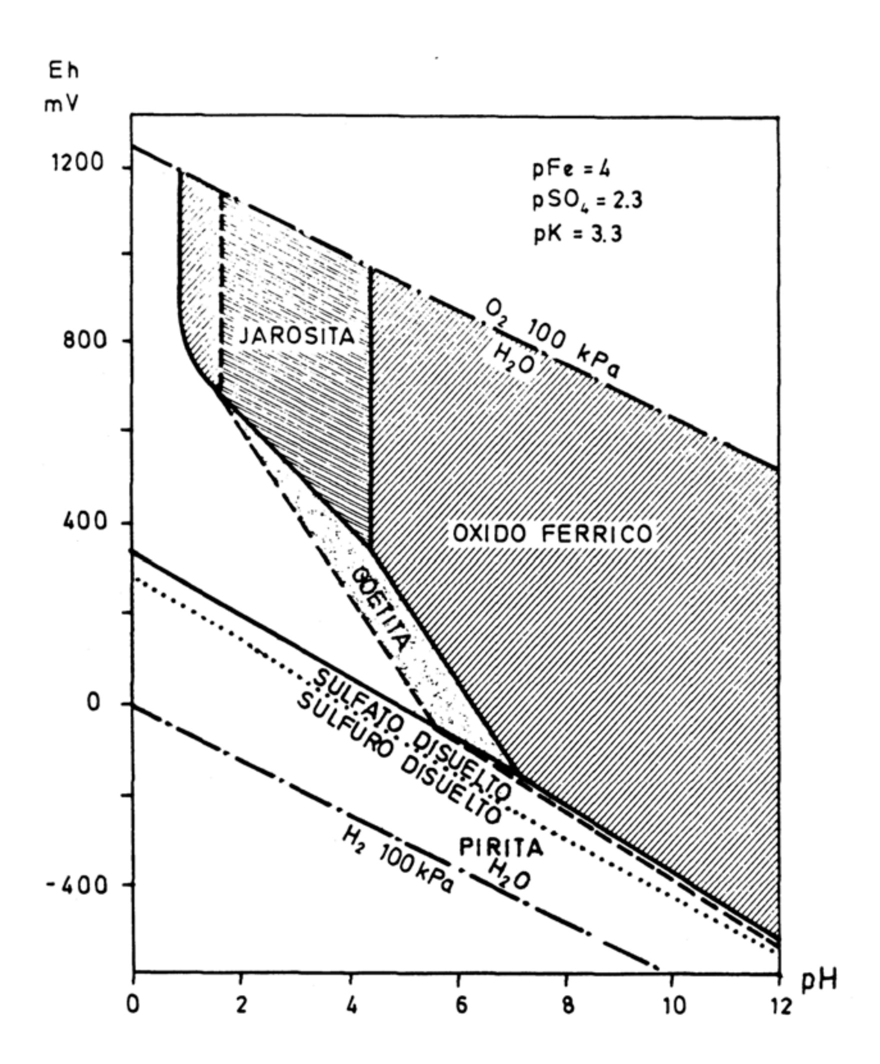


Gráfico 6. *Relación pH-Eh para la pirita, jarosita, goetita y óxido férrico.*

Se observa que la pirita es estable en un amplio intervalo de valores de pH, siempre y cuando las condiciones sean reductoras, Eh < 380 mV, mientras que la jarosita requiere condiciones fuertemente oxidantes y acidas.

Medidas del estado de aireación del suelo

El diagnóstico de campo puede complementarse por medio de técnicas más avanzadas que permiten medidas cuantitativas, por medio del estudio del potencial redox, de la tasa de difusión de oxígeno, bien determinando la composición de la atmósfera del suelo, o la actividad biológica.

El potencial redox puede medirse con un electrodo de platino, blindado para que pueda ser utilizado en campo, introduciéndolo directamente en el horizonte a caracterizar. Como referencia se utiliza un electrodo de calomelanos saturado. Esta determinación no es tan simple como se podría suponer y su interpretación resulta compleja.

Las dificultades se deben al número de reacciones implicadas, algunas muy lentas, por lo que las lecturas pueden no corresponder al potencial de equilibrio. Las medidas son poco reproducibles debido al mal contacto del electrodo en condiciones aerobias (van Breemen, 1976) y por otro lado, reflejan tan solo un equilibrio muy local, En condiciones anaerobias puede haber dificultades derivadas del límite de detección del electrodo o por su contaminación.

Las medidas en laboratorio requieren precauciones especiales para evitar que la muestra entre en contacto con el aire durante el transporte. Por todo ello, a pesar de que la medida del Eh resulta de interés para prever tendencias y límites en los procesos, sólo proporcionan una información cualitativa de la oxidabilidad del suelo (Sposito, 1989).

La tasa de difusión de oxígeno (TDO) se refiere a la tasa de suministro de oxígeno a través de láminas de agua, tal como ocurre en la superficie de la raíz. Por ello proporciona información directa de la disponibilidad de oxígeno a las raíces y microorganismos. Las medidas de la TDO se realizan recurriendo a técnicas polarigráficas con un electrodo de platino (McIntyre, 1970). Los resultados se expresan en g 0_2 .cm^{-2} electrodo. min^{-1}. Al aproximarse al nivel de una capa freática el espesor de las películas de agua va siendo mayor, con lo que la TDO disminuye rápidamente. Se ha puesto de manifiesto que la TDO es unas diez mil veces menor en el agua que en el aire, lo que permite explicar los gradientes de concentración de oxígeno en la fase líquida, en comparación con la fase gaseosa del suelo. Para la interpretación de resultados:

TDO $\mu gcm^{-2}.min^{-1}$	$< 0,2$	0,2 a 0,5	$> 0,5$
Respuesta de la planta	Inhibición del crecimiento	Inhibición de ciertos procesos metabólicos	Crecimiento

***Tabla 8**. Tasa de difusión de oxígeno con relación a la respuesta de las plantas.*

La composición de la atmósfera del suelo casi nunca es la causa directa de las dificultades de aireación del suelo. Por otro lado, la composición de la fase gaseosa es un indicador poco sensible, para utilizarlo en medidas cuantitativas. No obstante, si interesa esta metodología, la concentración de 0_2 en una muestra de aire del suelo puede determinarse por cromatografía gas-líquido.

Los resultados de las medidas de la tasa de difusión de oxígeno y de composición del aire del suelo no resultan por lo general concordantes, lo que puede deberse a que ambos métodos miden propiedades diferentes.

Los coeficientes de difusión de gases resultan difíciles de medir en campo, por la incertidumbre en el establecimiento de las condiciones de contorno. Son más controlables las medidas de laboratorio, si bien en este caso el muestreo puede provocar perturbaciones en las muestras, por lo que se hace necesario llevar a cabo repeticiones en cada determinación.

A pesar de estas dificultades la ley de Fick se utiliza para estudios de transferencia de gases en el suelo y se han propuesto diversas soluciones (Kirkham and Powers, 1972).

La porosidad llena de aire γA n poros comunicantes proporciona una indicación del estado probable de aireación del suelo y de su capacidad para conducir y almacenar gases (Ball & Smith, 1991):

$$\varepsilon_A = \varepsilon t - \theta_v$$

ε_A = porosidad llena de aire

εt Et= porosidad total

θ_v Ov= humedad volumetrica

Puede resultar de interés determinar A diversos potenciales del agua. La que corresponde a -33 kPa permite calcular lo que se suele considerar macroporosidad o porosidad fácilmente drenable.

La medida de la actividad biológica constituye un enfoque conceptual y metodológico muy distinto. Proporciona información acerca de la cantidad de $C0_2$ producido. Está relacionada con la actividad respiratoria y la relativa eficacia de los microorganismos en la descomposición de la materia orgánica. La actividad biológica será tanto menor cuanto menos aireado y más ácido sea el medio.

Se determina incubando durante varios días a 28 °C una cantidad conocida de muestra húmeda, en un recipiente de cierre hermético, en el que se coloca además de la muestra, un cristalizador con un volumen medido de una solución de hidróxido sódico para que capte el CO_2 desprendido y se vaya carbonatando. Los resultados expresan la cantidad (mg) de CO_2 desprendido por gramo de suelo seco y tiempo de incubación. El valor obtenido en cada caso se comparará con la actividad biológica de una muestra estándar, procedente de un medio con actividad biológica conocida. Esta técnica sencilla permite determinar el efecto sobre la actividad biológica al añadir determinados residuos al suelo y obtener una primera evaluación de su capacidad para actuar como depurador natural.

TEMPERATURA EN EL SUELO

FLUJO DE CALOR Y TEMPERATURA DEL SUELO

Régimen térmico del suelo

Los procesos físicos, químicos y biológicos de un ecosistema están fuertemente influenciados por la temperatura. La importancia del calor del suelo se debe a su papel como factor de control de la intensidad de una serie de procesos que suelen alcanzar un máximo dentro de un cierto intervalo de temperaturas. Los principales efectos son:

- En la planta:

Germinación: raramente tiene lugar por debajo de 5°C. Influirá sobre la estación de crecimiento, época de floración, fecha de la cosecha.

Actividad respiratoria.

Crecimiento: escaso durante el invierno. La absorción de agua y nutrientes disminuye a temperaturas extremas (altas o bajas).

Disponibilidad de agua para la planta: es mayor en suelos con mayor contenido de calor que en los suelos fríos. En éstos el agua se halla más fuertemente, retenida.

- En el suelo:

La actividad microbiana se ve favorecida o inhibida según la temperatura. Así, por ejemplo:

- La nitrificación es inhibida por las bajas temperaturas.
- La descomposición de la M.O. es menor a bajas temperaturas.
- La intensidad de la biodegradación de pesticidas varía con la temperatura.

Las reacciones en una meteorización química de rocas y minerales, de acuerdo con la ley de Vant'hoff, duplican su velocidad al aumentar 10°C la temperatura.

Los procesos de hielo-deshielo afectan a la meteorización física, a la estructuración del suelo, entre otros aspectos. Los procesos de difusión y flujo viscoso son función de la temperatura.

La temperatura del suelo y la del aire en contacto con él están íntimamente relacionadas. El contenido de calor en el suelo es función de las características y estado del sistema, flujo radiante que recibe, propiedades térmicas que posee, contenido de agua en sus distintos puntos. La temperatura de un compartimento del suelo viene determinada por los intercambios energéticos con el medio exterior y las transferencias de calor con los compartimentos contiguos. La importancia de la temperatura ha sido reconocida por distintos sistemas de clasificación de suelos. La introducción de régimen de temperatura del suelo como criterio de la clave de taxonomía de suelo (USDA 2010), así lo atestigua.

Mecanismos de transmisión de calor en el suelo

El calor puede ser transmitido de un compartimento a otro del suelo o intercambiado con la atmósfera, por diversos procesos, los más importantes son la conducción, la convección, la radiación, la evaporación y la condensación de agua.

- Conducción molecular o simplemente conducción, es debida a que las moléculas al recibir calor aumentan su energía cinética de

agitación térmica, lo que las hace vibrar más rápidamente respecto a su posición media. Colisionan con las adyacentes, a las que transfieren parte de su energía cinética, sin que haya mezcla. Como resultado aumenta su temperatura. Tiene lugar afectando únicamente a la fase sólida. Es un mecanismo lento, que tiene importancia en la transferencia de calor en suelos secos, así como en suelos de países fríos en los que el suelo llegue a helarse.

- Convección térmica, en este proceso el calor se propaga de un lugar a otro por movimiento real de un fluido caliente, que actúa como portador de calor. Al absorber calor las moléculas del fluido se expanden y con ello disminuye su densidad. Las diferencias de densidad por gradientes de temperatura originan el movimiento por convección natural o libre. El riego con aguas residuales calientes en un suelo inicialmente frío provoca una convección forzada. Es un mecanismo rápido que afecta tanto a la fase sólida (conducción) como a la líquida que se desplaza (convección). Hay aquí un doble mecanismo de flujos de agua y de calor. Es el principal proceso de transferencia de calor en suelos húmedos.
- Radiación, la transferencia de calor tiene lugar a través del espacio por medio de ondas electromagnéticas, emitidas por cualquier cuerpo cuya temperatura sea superior a 0º K. La velocidad de propagación es muy elevada. Es el principal proceso por el cual el suelo intercambia calor con el medio y en especial recibe calor procedente del sol en forma de energía radiante.
- Evaporación y condensación de agua, en este caso se trata de una transferencia de calor latente. Tiene importancia en suelos que se están secando, en los que la evaporación dentro de ellos da lugar a un flujo de vapor hacia la atmósfera, lo que influye en gran manera sobre el flujo de calor y el perfil de temperatura (Buchan, 1991). Aspectos a tener en cuenta al medir el flujo de calor y las propiedades térmicas (de Vries & Philip, 1986).

El flujo de calor ocurre por distintos mecanismos en simultáneo y suele ir asociado al flujo de agua, lo que exige pasar de la ecuación de conducción «no asociada» a modelos de flujo simultáneo de agua y calor (Buchan, 1991).

Propiedades térmicas del suelo

El estudio del comportamiento térmico de un suelo requiere introducir las propiedades térmicas que intervienen en él, que son las de sus componentes, variando además con el contenido de agua, la granulometría de los materiales y la forma en que se agreguen.

La capacidad calorífica o capacidad del suelo para almacenar calor por unidad de volumen o de masa y unidad de temperatura puede expresarse como:

La **capacidad calorífica volumétrica** definida como: cantidad de calor necesario para que la unidad de volumen de un suelo aumente un grado su temperatura en condiciones isobáricas.

$$C_v = \frac{1}{V}\left(\frac{dQ}{dT}\right) \qquad J\ m^{-3}\ {}^{o}C$$

Análogamente, la capacidad calorífica másica (calor específico):

$$C_p = \frac{1}{M}\left(\frac{dQ}{dT}\right) \qquad J\ Kg^{-1}\ {}^{o}C$$

Dado que por lo general se estudia el flujo de calor a través de un volumen de suelo, C_v resulta de mayor interés que la capacidad calorífica por unidad de masa.

Los componentes sólidos del suelo tienen calores específicos muy semejantes entre ellos y difieren considerablemente de la M.O. y del agua, siendo despreciable el del aire.

	C_0 M J $m^{-3}{}^{o}C^{-1}$
- Componentes minerales (promedio)	1,9
- Cuarzo	2,0
- Minerales de arcilla	2,0
- Componentes orgánicos	2,47
- Agua	4,19
- Hielo	1,93
- Aire	1,25 x10^{-3}

Tabla 9. *Valores medios de calor especifico según De Vries (1963)*

Conductividad térmica

Es la capacidad del suelo para transferir calor por conductividad molecular. Tiene lugar cuando distintas partes del suelo se hallan a temperaturas diferentes y el calor se transfiere de los puntos de mayor a los de menor temperatura.

Se puede definir como la cantidad de calor (J) transferida por conducción en la unidad de tiempo (s), a través de una lámina de 1 cm de espesor y 1 cm^2 de superficie isoterma, cuando existe un gradiente de temperatura de 1 °C entre las dos caras.

La conductividad térmica depende de:

— Composición de las tres fases del suelo.

— Forma y tamaño de los granos.

— Organización de los granos: estructura.

— Contacto en interfase.

— Contenido de agua.

La influencia del agua se debe a que aumenta la superficie de contacto entre partículas:

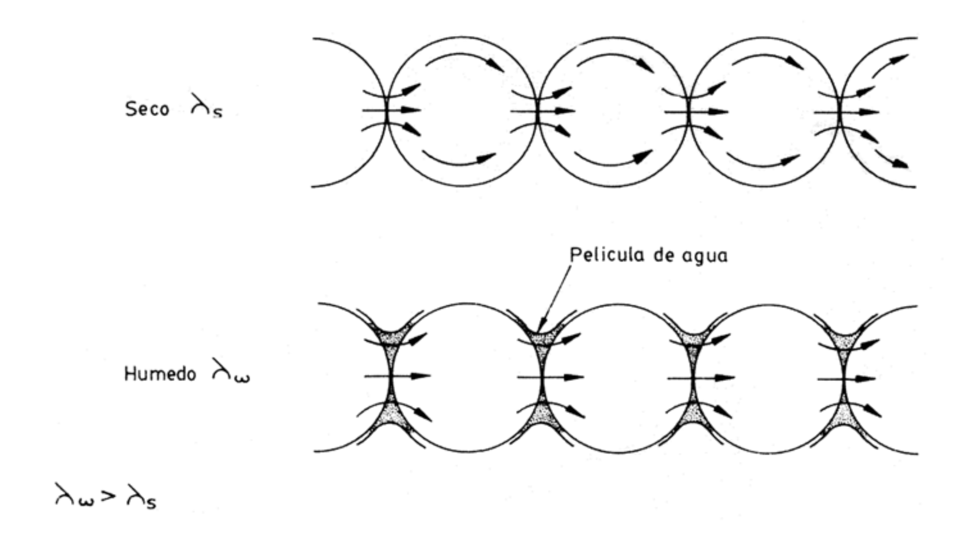


Figura 13. *Conductividad térmica en suelos seco y húmedo.*

La relación entre la conductividad térmica del cuarzo en masa, el agua y el aire es: 333:23:1. La relación entre el cuarzo en masa, la arena de cuarzo húmeda y la arena seca es de 200:40:7.

La conductividad térmica de los distintos componentes de la fase sólida es del mismo orden de magnitud, por ello las diferencias que se observan en las medidas deben interpretarse, para un mismo contenido de humedad, como debidas al grado de empaquetamiento y a la porosidad del sistema, gráfico 7

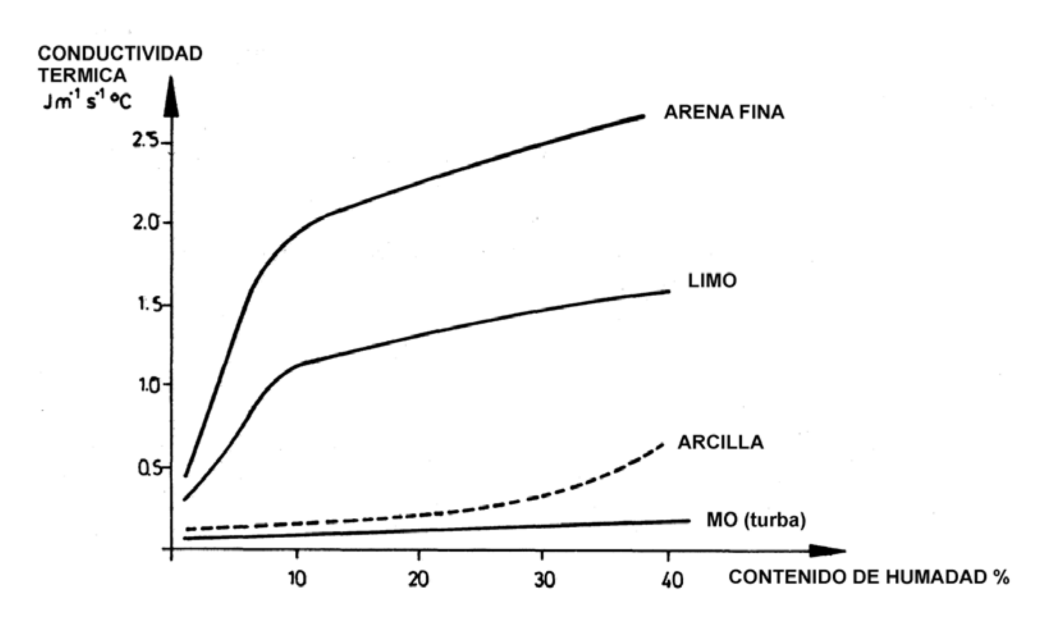


Gráfico 7*. Movimiento del calor en el suelo*

Medida de la temperatura del suelo

La temperatura del suelo es una función del tiempo y del punto considerado. Para su medida se utilizan sensores de temperatura: los termómetros de suelo o geotermómetros. Los hay de los siguientes tipos:

- Termómetros de contacto:

  Termómetros de expansión de un líquido en un tubo de cristal (mercurio o alcohol). Son los estándares, utilizados por los servicios meteorológicos.

  Termómetros bimetálicos de invar-bronce o invar-acero.

  Termómetros de expansión de líquidos y gases.

  Termómetros eléctricos o electrónicos.

Esenciales para medidas continuas automatizadas.

— De resistencia eléctrica.

— De termopar: no requieren suministro externo de energía.

— De termistor.

- Termómetros de no contacto:

  Pirómetros ópticos. Radiómetros de intensidad total.

Las medidas en campo requieren una cuidadosa colocación del elemento sensor para lograr un contacto adecuado. La instalación se puede hacer a distintas profundidades, si bien para caracterizar el régimen de temperatura de un suelo, la medida se ha normalizado a 50 cm (USDA 2010), ya que no se ve afectada por las oscilaciones diarias de temperatura, sino por el ciclo anual. La Organización Meteorológica Mundial ha establecido como profundidades de referencia para las medidas 5, 10, 20, 50 y 100 cm. Es una información de la que disponen muy pocos observatorios meteorológicos. Los momentos de realizar la lectura de forma normalizada son las 7, 13 y 18 horas solares.

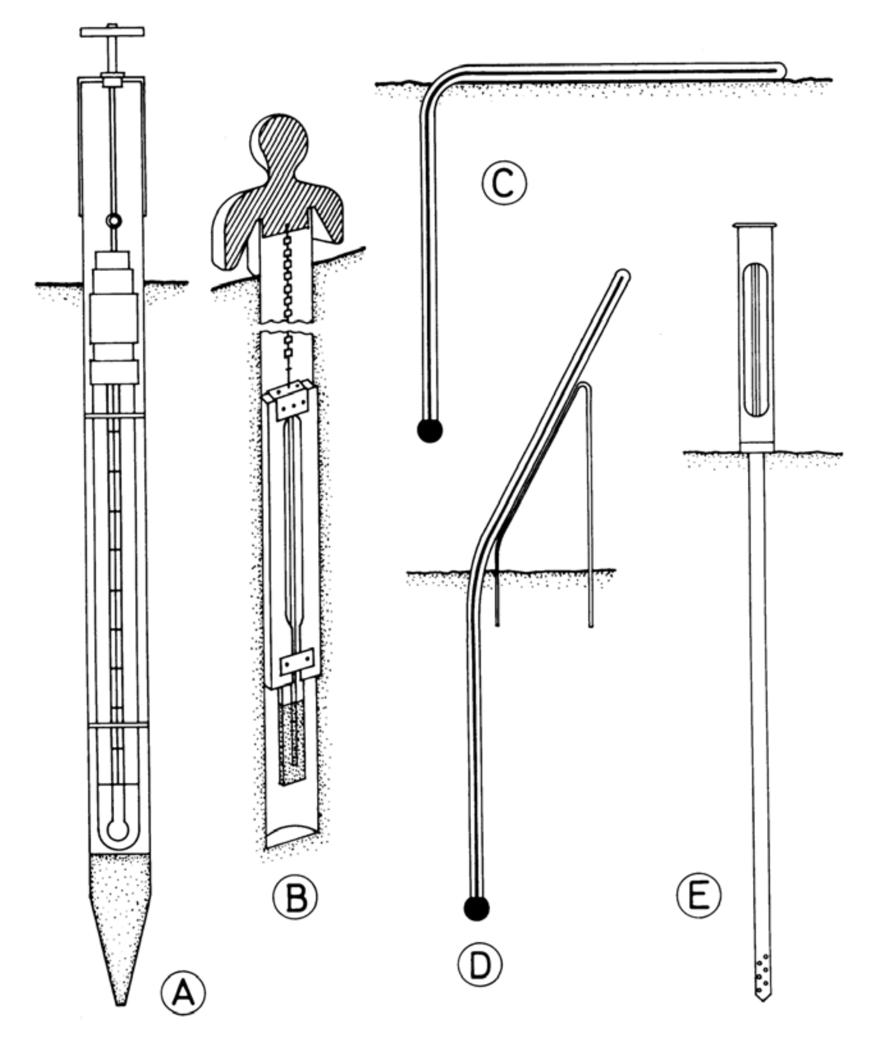


Figura 14. *Modelos clásicos de geotermómetros (Instituto Nacional de Meteorología):*
A) B) El termómetro se hace ascender o descender en el suelo mediante una cadena: un depósito de parafina protege el bulbo en el ascenso.
C) D) Termómetros incrustados en el suelo: la lectura se puede realizar de forma directa y cómoda.
E) Termómetro protegido por una carcasa metálica. Modelo utilizado por el INM de España.

Representación de las medidas de temperatura

La función T=f(x, y, z, t) puede representarse de diferentes formas a partir de datos experimentales de campo:

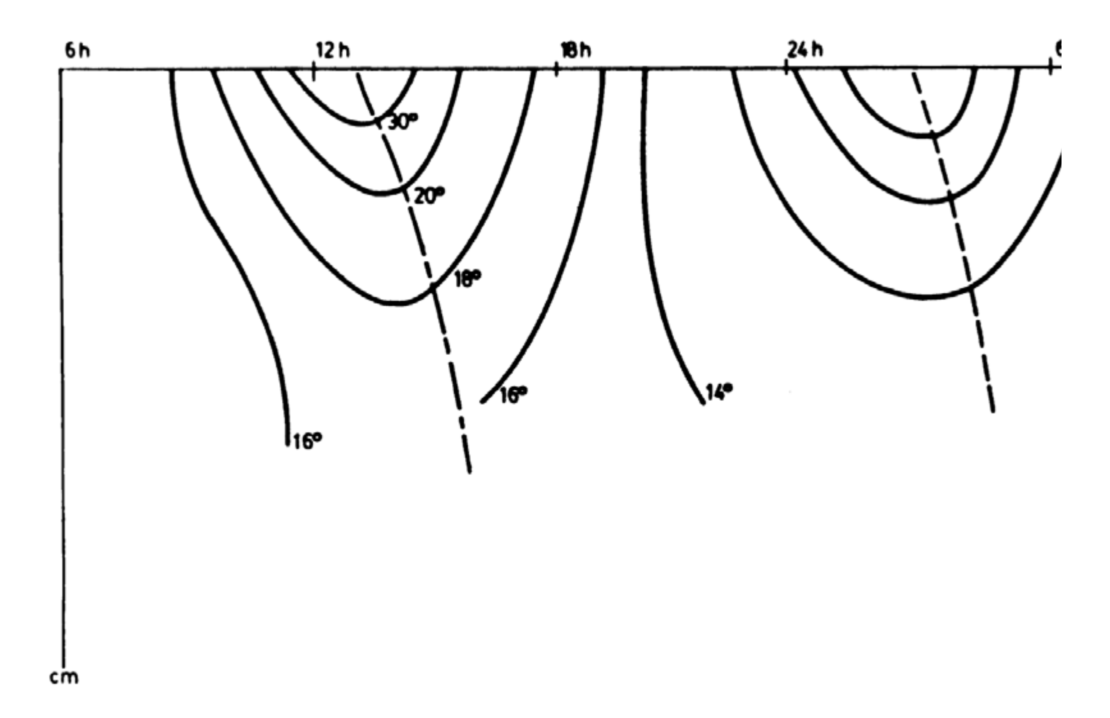


Gráfico 7. Sistema tiempo-profundidad: Isotermas en el suelo.

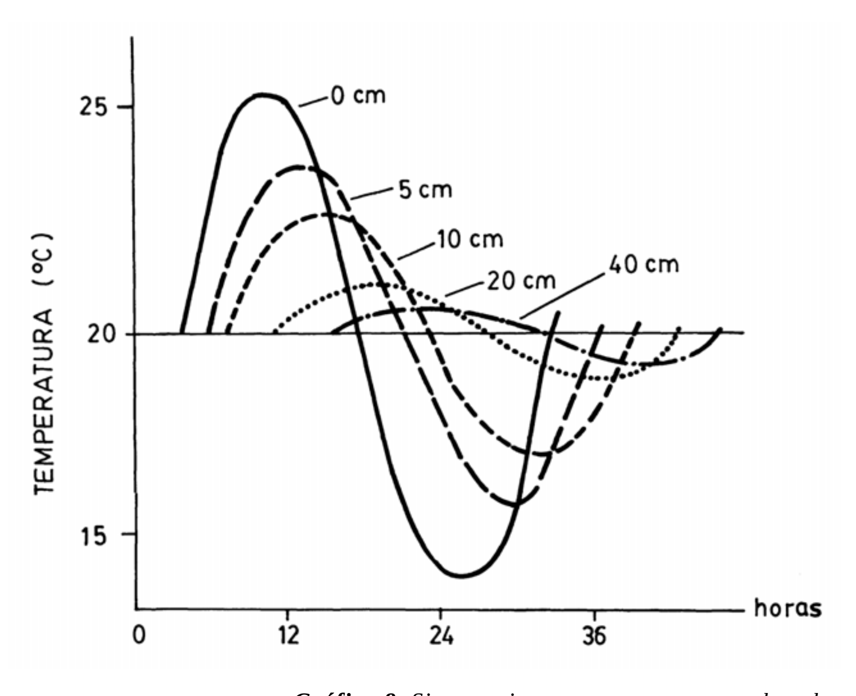


Gráfico 8. *Sistema tiempo-temperatura en el suelo.*

Medida del flujo de calor

El flujo de calor en el suelo controla los intercambios de energía dentro del suelo y en su superficie. Las medidas se refieren principalmente a éste último caso, en relación con la evaluación de la evaporación.

Los métodos más corrientemente utilizados para medir el flujo de calor son:

- Transductores.
- Métodos de gradiente de temperatura.
- Métodos calorimétricos.
- Método de análisis de Fourier.
- Método de regresión de flujo.

Régimen de temperatura del suelo

Con fines taxonómicos se ha introducido el uso del régimen de temperatura, habiendo definido seis regímenes principales: pergélico, cryico, frígido, mésico, térmico e hipertérmico, de acuerdo con las siguientes definiciones establecidas a partir de las temperaturas medidas a 50 cm de profundidad o contacto lítico o paralítico:

REGIMEN	Temp. media anual del suelo (t_{mas}) (°C)	Temp. media del suelo en verano (t_{msv})					t_{msv}-t_{msi}
Pergélico	<0						
Cryico	$0<t_{mas}<8$	Suelos minerales				Suelos orgánicos	
		No saturado durante alguna parte del verano		Saturado con agua durante alguna parte del verano		Helado más de 2 meses alguna parte de la sección control, después del solsticio de verano	
		Sin h.O	Con h.O	Sin h.O	Con h.O hístico	o bien	
		<15	<8	<13	<6	No helado por debajo de los 5 cm	
Frígido	<8	Mayor que en régimen cryico					>5
Mésico	$8\leq t_{mas}<15$						>5
Térmico	$15\leq t_{mas}<22$						>5
Hypertérmico	$t_{mas}\geq 22$						>5

h = horizonte; t_{msi} = temperatura media del suelo en invierno.

Régimen ISO: $t_{msv}-t_{msi}<$ 5 °C a 50 cm o contacto lítico o paralítico (Suelos tropicales)

Tabla 10 *Régimen de temperatura usados el la taxonomía del suelo.*

EL AGUA EN EL SUELO

Ciclo Hidrológico

Se denomina **"ciclo hidrológico"** a las expresiones secuenciales que adquiere el agua en la naturaleza demostrando que si bien pertenecen a un sistema abierto, las tres fases más importantes: evaporación, condensación y precipitación se alternan continuadamente en el tiempo.

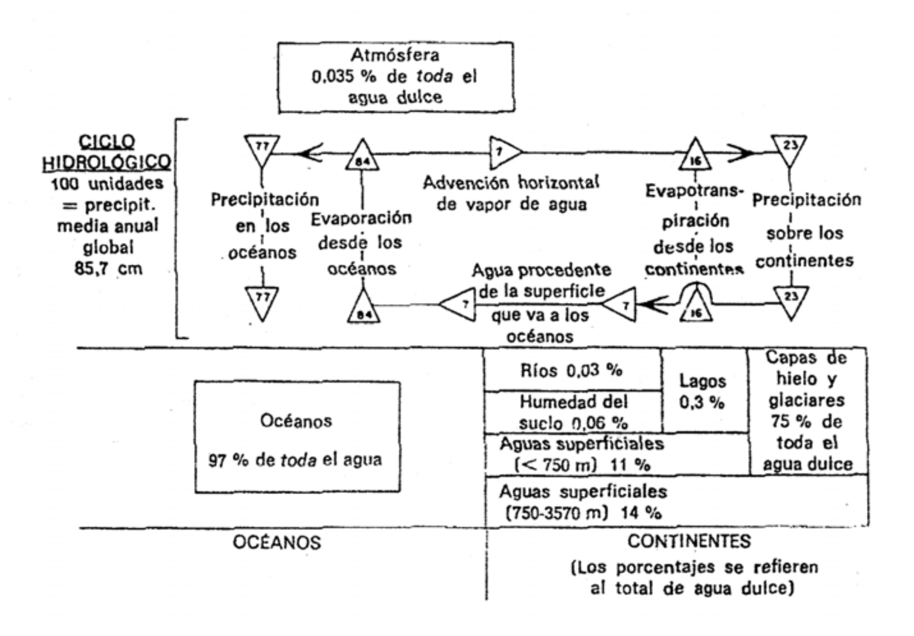


Figura 15. *Ciclo hidrológico y reserva de agua del globo.*

En la figura 15 los intercambios del ciclo están referidos a 100 unidades, equivalentes a la precipitación media anual en el globo, cuyo valor es de 85,7 cm. Las cifras relativas al almacenamiento correspondientes al agua de la atmósfera y de los continentes representan porcentajes de toda el agua dulce. El agua salada de los océanos constituye el 97 % de toda el agua. La advección horizontal de vapor de agua indica la transferencia neta.

La humedad de la atmósfera aumenta por la evaporación del agua de los océanos, lagos, ríos y del suelo mojado, o por la humedad que transpiran las plantas. Considerados en conjunto, todos estos fenómenos se designan con el nombre de **"evapotranspiración".**

Alimentación hídrica de las plantas

Balance edáfico: Se debe considerar el *agua útil*, es decir la diferencia entre el agua retenida por el suelo en su capacidad de campo y el agua que queda en él cuando se alcanza el punto de marchitamiento: % del peso seco.

Además, se estima que las capas del suelo situadas por debajo de la profundidad máxima de enraizamiento h; en mm, pueden suministrar por difusión capilar, por influencia de la desecación del suelo en las capas superiores.

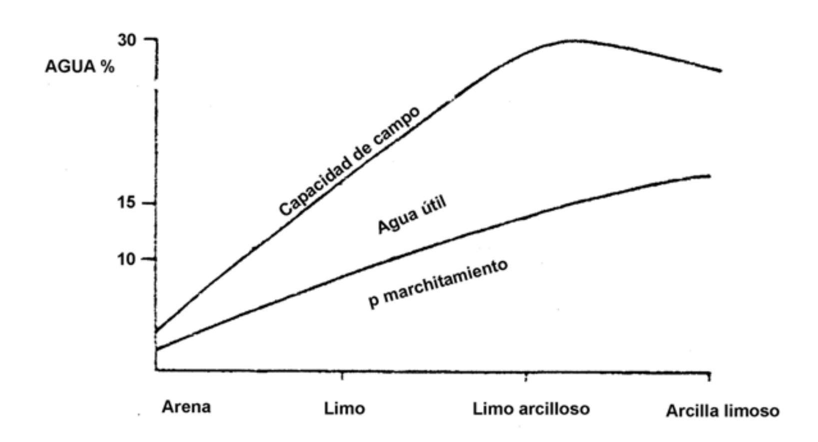


Gráfico 9. *Variaciones del agua útil en función de la textura.*

Utilización del agua por las plantas

Las plantas no utilizan con la misma facilidad toda la reserva de agua útil del suelo. Cuando esta última tiende a agotarse y, por consiguiente, aumenta el potencial matricial del agua, la absorción por las raíces se hace más difícil y la planta reacciona cerrando los estomas, es decir realizando únicamente la transpiración cuticular, generalmente muy pequeña. Esto lleva consigo una economía del agua que aún queda en el suelo, pero, al mismo tiempo, se produce una reducción en la producción de materia seca, puesto que, al estar cerrados los estomas, cesa la función clorofílica.

El suelo constituye el principal suministrador de agua para las plantas, por su capacidad para almacenarla e ir cediéndola a medida que se requiere.

El agua que entra en el suelo circula por el espacio de poros y pasa a ocupar total o parcialmente los poros, donde puede ser retenida. Presenta un comportamiento dinámico, con variaciones a escala diaria.

El agua disuelve y transporta elementos nutritivos y contaminantes, y hace posible su absorción por las raíces. El comportamiento físico del suelo viene controlado por su contenido de humedad, que influye en la consistencia, plasticidad, penetrabilidad, traficabilidad, temperatura. El correcto manejo del agua en agricultura y en la gestión del medio ambiente requiere conocer su comportamiento.

La vida en un ecosistema terrestre depende del estado energético del agua del suelo. La existencia de distintos ecosistemas se justifica en buena parte por las disponibilidades hídricas, resultando determinante tanto la falta de agua, típica de regiones áridas, como la superabundancia que caracteriza los humedales, si bien en ambos casos el tipo de condicionamiento, así como la productividad, son muy diferentes.

El crecimiento de las plantas requiere agua en primer lugar para el proceso de la fotosíntesis. El mantenimiento del equilibrio térmico y de todo proceso respiratorio supone un desprendimiento continuado de agua, a lo que hay que añadir la transpiración, como proceso que implica importantes pérdidas.

Las raíces de la mayoría de las plantas toman el agua de la zona insaturada, ya que para respirar requieren un adecuado suministro de oxígeno del aire. Las comunidades vegetales hidrófilas son aquellas que están adaptadas a poder vivir en condiciones con elevados contenidos de agua, en algunos casos pueden extraerla incluso de la capa freática, donde todos los poros están llenos (zona freática).

En el estudio del agua del suelo interesan los aspectos que van desde cómo llega el agua al suelo, a los procesos de transferencia en el continuum suelo-planta-atmósfera:

- Forma en que llega al suelo:

  Características de las lluvias y lluvia efectiva.

  Escorrentía.

  Aportes laterales y subsuperficiales.

  Riego.

Ascenso a partir de la capa freática.

Relación con los procesos erosivos.

- Propiedades físicas del agua.
- Cantidad de agua en el suelo (w, θ):

  Variable a lo largo del tiempo.

  Variable en el espacio.

- Composición del agua del suelo:

  Agua.

  Elementos nutritivos.

  Sales disueltas.

  Compuestos orgánicos solubles,

  Productos solubles en agua: fitosanitarios, contaminantes y otros.

  Materias en suspensión,

  Interacción con las partículas sólidas: Se trata de agua que interacciona con la fase sólida (matriz) y por ello está sujeta a fuerzas de retención que dependen de la geometría del espacio poroso, y de las propiedades de los materiales sólidos. No se trata de agua libre,

- Papel del suelo en el ciclo hidrológico:

  El suelo constituye un compartimento importante en el ciclo del agua en la naturaleza.

- Estado energético:

  Depende de la posición, composición e interacciones con la matriz.

- Movimiento del agua en el continuum suelo-planta-atmósfera:

  Depende del estado energético del agua en los distintos puntos del sistema.

Propiedades físicas del agua

El estudio del comportamiento y funciones del agua en el continuum suelo-planta-atmósfera lleva a considerar las principales propiedades de este compuesto:

- Estructura molecular: H_2O

  Es eléctricamente neutra.

  Posee un momento dipolar al estar desplazados los centros de carga positiva y negativa y no ser simétrica la molécula.

  Las moléculas de agua interaccionan entre ellas y con otras partículas cargadas.

  Las moléculas de agua se unen por medio de puentes de hidrógeno, lo que explica que sea un líquido, a pesar de su peso molecular poco elevado.

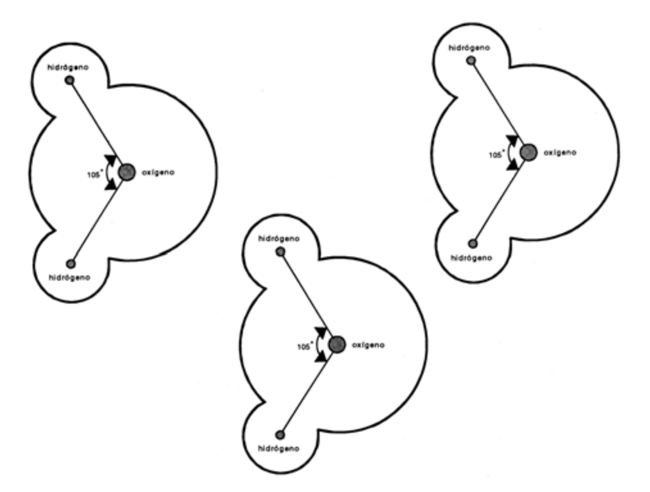


Figura 16. *Estructura molecular del agua.*

- Propiedades térmicas.

  Calor específico elevado, lo que establece una marcada diferencia entre suelos secos y húmedos (4,18 J g^{-1} K^{-1} =4,18 M J m^{-3} K^{-1}).

  Punto de fusión elevado, debido a los puentes de hidrógeno entre moléculas de agua.

  Calor latente de fusión elevado (0,34 M J kg^{-1}).

  Calor latente de vaporización muy elevado, 2,45 M J kg^{-1} agua a 20 °C (Ley de Regnault).

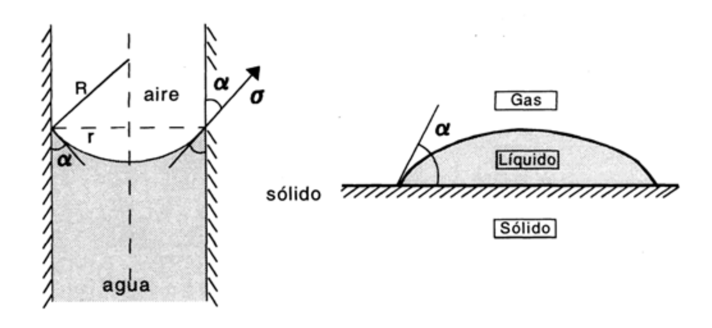
- Propiedades mecánicas.

  Densidad relativamente baja, mayor en fase liquida que en la sólida. Es máxima a 4 °C.

- Fenómenos capilares.

  Tensión superficial, influye en gran manera en el comportamiento del agua en el suelo en las interfases.

  σ = 7,27 x10-2 J m^{-2} a 20ºC



Ángulo de contacto del menisco (**α**) con las superficies sólidas.

Figura 17 . *Curvatura de la superficie libre: en función de los radios de curvatura y la tensión superficial*

- Ascenso capilar. Esquemáticamente, algunos poros del suelo se pueden asimilar a tubos capilares, lo que no deja de ser una simplificación
- Fuerzas moleculares dentro del fluido: afectan a la viscosidad.
- Presión osmótica, función del contenido de solutos.
- Solubilidad de gases.
- Comportamiento del agua cerca de las superficies sólidas cargadas eléctricamente.

Contenido de agua del suelo

El contenido de agua del suelo se refiere a la cantidad de agua (masa o volumen) que se halla en cada posición de un suelo en un momento determinado. Se pueden establecer una serie de definiciones y relaciones:

- Contenido másico de agua

$$w = \frac{M_w}{M_s}$$

Mw = masa del agua (kg).

Ms = masa de suelo seco (kg).

- Contenido volumétrico de agua

$$\theta = \frac{V_w}{V_t}$$

Vw = volumen de agua en un momento dado (m^3)

Vt = volumen total de suelo (m^3)

Ambos contenidos están relacionados

$$\theta = w \frac{\rho^b{}_d}{\rho_w}$$

ρbd = densidad aparente del suelo seco (kg m^{-3})

ρ_w = densidad del agua (1.000 kg m^{-3})

El uso del contenido volumétrico θ presenta ventajas frente a w, al estar directamente relacionado con la porosidad llena de agua y a las situaciones reales, ya sea en campo o laboratorio.

- Índice de saturación o saturación relativa

$$\theta_s = \frac{V_w}{V_v}$$

Vv = volumen de poros y otros poros (m^3).

- Humedad de saturación

En estudios de salinidad del suelo, se utiliza el concepto de humedad de saturación, que se determina en laboratorio con muestra tamizada a 2mm, es decir, sin conservar la estructura originaria. Se suele expresar en tanto por cien.

$$\theta_{ms} = H_s = \frac{V_w}{M_s} \, 100 \quad \text{Con} \quad V_w = V_v$$

En suelos minerales la humedad másica, w, puede variar entre un 5 y un 40%, mientras que en suelos orgánicos puede ser muy superior al 100%. En ambos casos presenta una variabilidad espacio-temporal muy marcada. Llevando en el eje de ordenadas negativas las profundidades y en abscisas el contenido de humedad correspondiente a cada profundidad, se obtiene una representación de la variación de contenido de agua: perfil hídrico.

Medida del contenido de humedad

a) Método gravimétrico

La determinación de la humedad másica, w, por pérdida de peso tras mantener la muestra a 105 °C, hasta peso constante, constituye el método de referencia para todos los demás.

En relación a este tipo de determinaciones debe tenerse en cuenta que:

- La humedad del suelo presenta una gran variabilidad espacio-temporal.
- Es un ensayo destructivo.
- En general se trabaja con una muestra pequeña, lo que puede influir en su representatividad.
- Es un método lento y laborioso.
- A 105 °C no se consigue eliminar las moléculas de agua atrapadas entre láminas de arcilla (Gardner, 1986).
- A 105 °C se pierde parte del agua de cristalización de componentes importantes en algunos suelos, como el $CaS0_4.2H_20$ (suelos yesosos), $Na_2SO_4.10H_2O$ y otras sales (suelos salinos).

b) Métodos indirectos

La humedad volumétrica, θ, se puede determinar a partir de la másica w y del valor de la densidad aparente, o bien por medio de métodos no destructivos indirectos, que requieren un calibrado previo, tales como:

- Atenuación de neutrones.
- Reflectometría de dominios magnéticos de tiempo (TDR).
- Atenuación de rayos γ.

La importancia de estos métodos es desigual, así, mientras el de atenuación de neutrones está ampliamente aceptado, el uso del TDR se está extendiendo. El de atenuación de rayos y no ha pasado de ser un método experimental.

Un planteamiento totalmente distinto es el de las estaciones lisimétricas. En algunos casos se recurre a la instalación de lisímetros que son a modo de macetas de gran tamaño. Estos recipientes construidos dentro del suelo y rellenados con el material del propio suelo, a veces procurando reproducir la organización en horizontes preexistentes, permiten medir la variación del contenido de agua a lo largo del tiempo.

Estado energético del agua del suelo

En principio, se podría esperar que suelos con igual contenido de agua diesen lugar a respuestas análogas por parte de una misma planta. Ello no es así, ya que la disponibilidad de agua para las plantas depende de su estado energético. La energía asociada al agua del suelo es una medida de las fuerzas a las que está sometida y tiene incidencia sobre:

- Disponibilidad de agua para las plantas.
- Movimiento del agua en el suelo.
- Propiedades mecánicas del suelo.

De las dos principales formas de energía del agua, cinética y potencial, la primera puede considerarse despreciable en el caso del agua del suelo, debido a la pequeña dimensión de los poros, lo que hace que la velocidad de circulación sea extremadamente lenta. Los procesos en el sistema suelo-agua-planta vienen

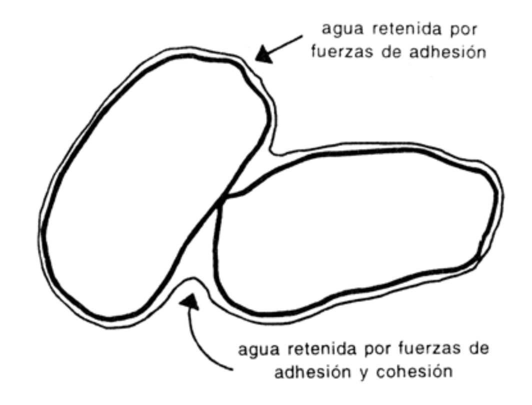
determinados, por consiguiente, por la energía potencial, considerando que los efectos debidos a los cambios de temperatura sean despreciables.

Fuerzas actuantes- Descripción cualitativa

Al ser el suelo un medio poroso, el agua puede ocuparlo y moverse a través del mismo. El agua entra en contacto con las superficies de las partículas que constituyen la matriz sólida, con las que interacciona, quedando sometida a un conjunto de fuerzas. Por otro lado, toda la masa de agua se halla en el campo gravitatorio, y además los iones en disolución también interaccionan con ella. Las fuerzas actuantes derivan, fundamentalmente, de la acción de la matriz del suelo, y de la presencia de iones en solución y del campo gravitatorio

Dichas fuerzas pueden analizarse del siguiente modo:

- Fuerzas derivadas de la matriz.
    - **Fuerzas de adhesión**. Se originan en la superficie de las partículas sin carga y son:
        - De origen molecular (fuerzas de van der Waals y puentes de hidrógeno).
        - De corto alcance pero de gran intensidad.
        - Retienen una capa cuyo espesor es de unas decenas de moléculas de agua, que forman una película alrededor de las partículas sólidas.
        - La cantidad de agua retenida de esta forma es pequeña.
    - **Fuerzas de cohesión,** debidas a efectos capilares:
        - Son debidas a las uniones entre moléculas de agua mediante puentes de hidrógeno.
        - Hacen engrosar la lámina de agua adsorbida, a la que se unen y rodean.
        - Agua retenida con poca intensidad: absorbible por las plantas.
        - Predominan en materiales arenosos.



- Fuerzas de difusión.
  - Agua asociada con los iones y con superficies sólidas cargadas eléctricamente debido a la naturaleza dipolar del agua.
  - La doble capa difusa actúa a modo de membrana semipermeable, confiriendo propiedades inusuales al agua cerca de la capa: menor densidad.
  - Fuerte influencia de la superficie específica de la partícula, de su densidad de carga eléctrica y de la naturaleza de los cationes de intercambio
  - Las esmécticas adsorben agua entre sus láminas (superficies internas) de forma tan activa que provoca su expansión y afecta al movimiento del agua cerca de la superficie de las partículas.

- Fuerzas derivadas de iones en solución.

  Los iones en solución atraen moléculas de agua, por su carácter dipolar, y se hidratan.

  Las propiedades termodinámicas del agua se ven afectadas.

  Disminuye la energía potencial del agua.

  De importancia en suelos salinos y en cultivos hidropónicos.

- Fuerzas externas ligadas a:

En suelos de matriz no rígida debido a la presencia de arcillas expansibles, que hacen variar la geometría de los poros y el ángulo de contacto en las interfases con el agua.

La presión de gases sobre el agua.

La presión hidrostática en suelos saturados de agua.

- Fuerzas derivadas del campo gravitatorio.

$$F = G \frac{m \cdot M}{x^2}$$ (ley de Newton de la Gravitación)

F = fuerza de atracción.

G = constante universal de gravitación.

m . M = masas que se atraen.

x = distancia entre las masas.

$$\vec{F} = m \cdot \vec{g}$$ (fuerzas gravitatorias)

Potencial del agua del suelo

El agua del suelo está sometida a campos de fuerzas, que en condiciones de equilibrio mecánico deben tener una resultante nula:

$$\vec{F} = 0$$

El conocimiento de estas fuerzas a nivel cuantitativo resulta difícil, no siendo operativo en la práctica, al no ser posible identificar la magnitud y la dirección de las fuerzas componentes. Por ello se recurre al concepto de estados energéticos del agua del suelo.

Este enfoque, que constituye la base conceptual de la física moderna del agua en suelos no saturados, se debe a Buckingham (1867-1940).

En el estado energético del agua del suelo influyen:

- Contenido de agua.
- Fuerzas actuantes:

Derivadas del campo gravitatorio: posición.

Derivadas de la matriz (rígida o no rígida).

Derivadas de los iones en solución: composición del agua.

Externas: gases, capa freática.

El estado energético y el movimiento del agua en el suelo vienen determinados por su energía potencial en cada punto, expresada como una diferencia de potencial. Por consiguiente, no se requiere conocer el valor absoluto de la energía potencial en cada punto, sino su valor relativo respecto a un estado de referencia arbitrariamente definido. Para mayor comodidad, en lugar de utilizar la expresión energía potencial, se ha simplificado y se emplea únicamente el término potencial.

El potencial del agua se ha estudiado utilizando dos enfoques:

Mecánico, basado en la teoría del potencial de la física clásica, que es el más útil para trabajos de campo y Termodinámico cuando se quiera hacer intervenir el factor temperatura.

El sistema mecánico considera:

Estado de referencia:

Se hace necesario expresar el potencial en relación a un estado arbitrario que se toma como estado de referencia o de potencial cero.

El comité de Terminología de la Comisión I de la International Society of Soil Science (Bolt, 1976) estableció como estado de referencia:

Un depósito hipotético de agua:

- Pura: sin solutos ni impurezas. $\pi = 0$.
- Libre: sin estar sometida a fuerzas externas distintas de la gravedad. No está influenciada por ninguna fase sólida y su interfase con la fase gaseosa es plana.
- A presión atmosférica normal, P_0.
- A la misma temperatura que el agua del suelo: condiciones isotermas, T_0.
- Elevación de referencia, dada y fija, Z_o.

Concepto de potencial del agua del suelo

Es la cantidad de trabajo necesario por unidad de cantidad de agua pura, que debe realizarse por fuerzas externas al sistema, para transferir reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal de agua desde el estado de referencia a la fase líquida del suelo en el punto considerado.

Las unidades en que puede expresarse el potencial son:

- Energía/masa $J\ kg^{-1}$
- Energía/volúmen $J\ m^{-3} = N\ m\ m^{-3} = N\ m^{-2} = Pa$ (Pascal)
- Energía/peso $JN^{-1} = N\ m\ N^{-1} = m$

Se puede expresar como:

$$\Psi_1 - \Psi_0 = - \frac{\vec{F}}{m} \Delta\vec{s}$$

Ψ_1 = potencial del agua en el punto 1 (suelo).

Ψ_o = potencial del agua en el sistema de referencia (por convenio Ψo = 0).

F = fuerza que actúa en el sentido de los potenciales decrecientes. Se supone constante a lo largo de Δs.

m = masa de agua.

Δs = distancia recorrida.

Componentes del potencial total

La transferencia de agua desde el estado de referencia, a la fase líquida de un suelo de matriz rígida suele dividirse en una serie de subestados de referencia que se alcanzan de forma reversible e isotérmicamente. (Bolt, 1976):

$\boldsymbol{\Psi_t = \Psi_p + \Psi_g + \Psi_0}$

Potencial de presión $\boldsymbol{\Psi_p}$

Potencial gravitacional: $\boldsymbol{\Psi_g}$

Potencial Osmótico o de soluto: $\boldsymbol{\Psi_0}$

A partir de las lecturas de tensiómetro, el ***potencial de presión*** está formado por:

Ψ_p^m = **Potencial matricial**, de uso muy generalizado, expresa la influencia de la matriz sólida. Es la energía por unidad de volumen de agua requerida para transferir reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal de agua desde un estado de referencia con agua libre a un punto de la fase liquida, a la misma presión de referencia P0. Es negativo en suelos no saturados, mientras que por debajo del nivel freático es cero.

Ψ_p^a = **Potencial neumático** o de presión de aire, expresa la influencia de un exceso de presión de gas, sobre una muestra de suelo con un determinado contenido de humedad. En laboratorio es posible someter la muestra a aire a presión, y en campo esto ocurre en determinadas circunstancias, como riego por inundación o precipitaciones violentas.

$$\boldsymbol{\Psi_p = \Psi_p^m + \Psi_p^a}$$

Potencial de presión en suelos no expandibles

- Presión del aire: Pa.
- Configuración de la matriz.
- Contenido de agua: presión hidrostática en suelos saturados.
- Configuración del agua: curvatura interfacial

El potencial de presión representa la presión equivalente en la fase líquida del suelo «in situ», debida a fuerzas que pueden interaccionar, por lo que resulta delicado realizar divisiones en este cambio de energía, atendiendo a cada una de las fuerzas implicadas.

Conceptualmente el potencial de presión es:

Cantidad de trabajo por unidad de volumen de agua, que se debe realizar para transferir reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal de agua libre

conteniendo solutos (de composición idéntica a la del agua del suelo) desde un estado de referencia a otro

Este potencial se puede expresar en términos de presión tensiométrica de la fase líquida del suelo que es accesible experimentalmente.

El potencial matricial tiene valores en un intervalo que va de 0 kPa (suelo saturado de agua) hasta menos de -2000 kPa.

A partir de las lecturas de piezómetro (instrumento para medir la presión del agua subterránea) es posible establecer otro subcomponente del potencial de presión: el potencial de presión hidrostática o de sumersión, Ψ_p^u :

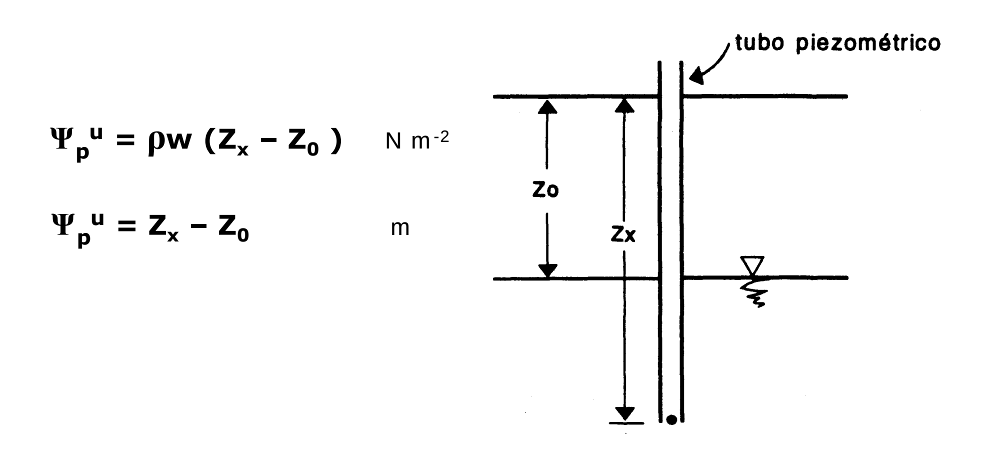
$$\Psi_p = \Psi_p^m + \Psi_p^a + \Psi_p^u$$

Siendo:

$$\Psi_p^m = 0 \quad \text{si} \quad \Psi_p^u \neq 0$$

$$\Psi_p^m \neq 0 \quad \text{si} \quad \Psi_p^u = 0$$

Tomando como estado de referencia el nivel de la capa freática:



Potencial de presión en suelos expansibles

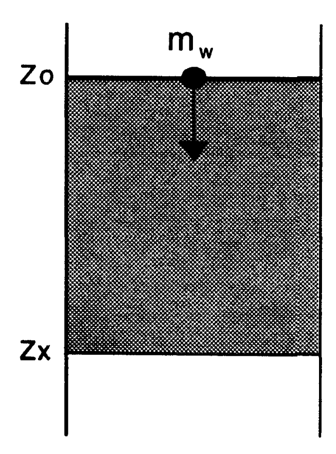
En suelos con arcillas expansibles, tales como los Vertisoles, u otros suelos de características vérticas o en suelos que sufran una compactación por el paso de maquinaria, la matriz sólida no es rígida. Los estados energéticos del agua del

suelo no quedan suficientemente definidos con los componentes del potencial total descritos hasta aquí.

Al secarse el suelo, las partículas sólidas dejan de estar en íntimo contacto, por lo que una fuerza externa aplicada al suelo se transmitirá al agua e influirá en su estado energético. El término Vertisol (de verteré, revolver) indica cambios en la geometría del espacio de poros al humectarse el suelo, que también puede verse afectada por una variación en la presión de aire. Con ello varía la curvatura del agua en la interfase (Jury y cols. 1991).

La suma de los potenciales matricial y osmótico tiene interés en relación a la absorción de agua por las plantas. En árboles muy altos adquiere importancia igualmente el potencial gravitacional.

Potencial gravitacional



Al añadir agua por la parte superior de la columna de suelo seco, al estar sometida la masa m_w al campo de fuerzas gravitatorio, el agua se moverá hacia abajo. El componente del potencial total asociado con la posición vertical es el potencial gravitacional, que desempeña un importante papel en la eliminación del exceso de agua en la zona radicular después de una lluvia o de un riego.

En la práctica se puede tomar como estado de referencia cualquier plano, por lo general, la superficie del suelo, el nivel de la capa freática o la base del sistema radicular

$\Psi_g > 0$	El punto se halla a una elevación superior a la del estado de referencia, corresponde a Z > 0.
$\Psi_g = 0$	Estado de referencia, Z = 0.
$\Psi_g < 0$	El punto se halla por debajo del estado de referencia, Z < 0.

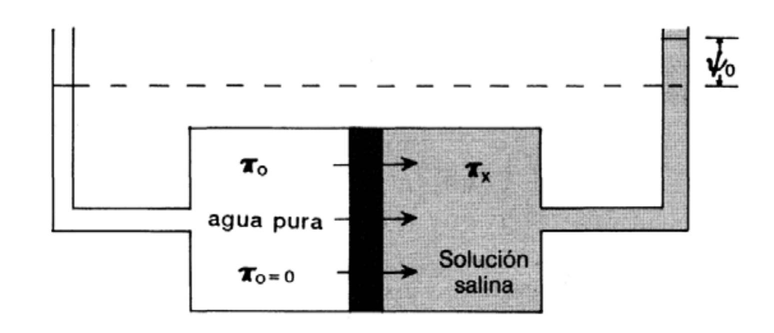
Potencial osmótico

La presencia de iones en solución en el agua del suelo alcanza valores importantes en algunas categorías de suelos tales como los *Haplosalid*s (USDA 2010), Solonchaks (FAO, 1990), así como en las fases salinas de otras categorías de suelos. Las sales en solución hacen disminuir el potencial del agua a través de uno de sus componentes, el potencial osmótico.

Los efectos del potencial osmótico se dejan sentir:

- Si el agua queda separada por una membrana semipermeable:
  - Paredes celulares de los organismos (ejemplo: raíces). Para que se pueda absorber agua se requiere que la presión osmótica en el interior de las células sea superior a la del agua del suelo.
  - Se requiere mayor energía por parte de la planta para absorber agua, al tener que separar el agua de los iones hidratados. A partir de un determinado contenido de sales en el agua, la planta no puede absorber agua y se produce una sequía fisiológica.
- Si existe una interfase que actúa a modo de membrana semipermeable (Interfase agua-atmósfera).
  - Afecta a la evaporación del agua al hacer disminuir su tensión de vapor.

Al poner en contacto, separados por una membrana semipermeable, dos compartimentos, uno con agua pura (π=0) y otro con una solución salina (π_x), se produce una transferencia de agua, predominantemente en dirección al compartimento salino, lo que tiende a homogeneizar la solución. Esta difusión (proceso de ósmosis) tiene lugar para igualar el estado energético del agua a ambos lados de la membrana (maximizar la entropía):



En el equilibrio, la presión creada en el lado de la solución se denomina presión osmótica, π, y es igual y de signo contrario al potencial osmótico:

$$\Psi o = \pi - \pi_x$$

Al aumentar la concentración aumenta la presión osmótica y, en consecuencia, disminuye el potencial osmótico y con ello la disponibilidad de agua para las plantas.

Por convención, el potencial osmótico del estado de referencia (agua pura) es cero. En los demás casos es negativo.

Medida del potencial total y sus componentes

Los distintos componentes del potencial total pueden medirse del siguiente modo:

- Potencial gravitacional: por la distancia vertical al estado de referencia.
- Potencial osmótico: en un extracto de solución del suelo midiendo la presión osmótica (π), la concentración de sales (C_s) o la conductividad eléctrica (CE).
- Potencial de presión: piezómetro; tensiómetro; sensores de material poroso.
- Potencial matricial + osmótico: psicrómetro.

Tensiómetro: Medidas en suelos no saturados.

En zona no saturada el agua no entra en un piezómetro, por lo que debe sustituirse por un tensiómetro, que es un tubo al que se le ha colocado en su extremo inferior una cápsula porosa, generalmente cerámica. Por el otro extremo está conectado a un manómetro o a un vacuómetro y su cierre es hermético. El tubo se llena totalmente de agua y se cierra de forma hermética. Para realizar las medidas se debe esperar a que se produzca la humectación de la parte exterior de la cápsula porosa y se alcance el equilibrio con el agua del suelo.

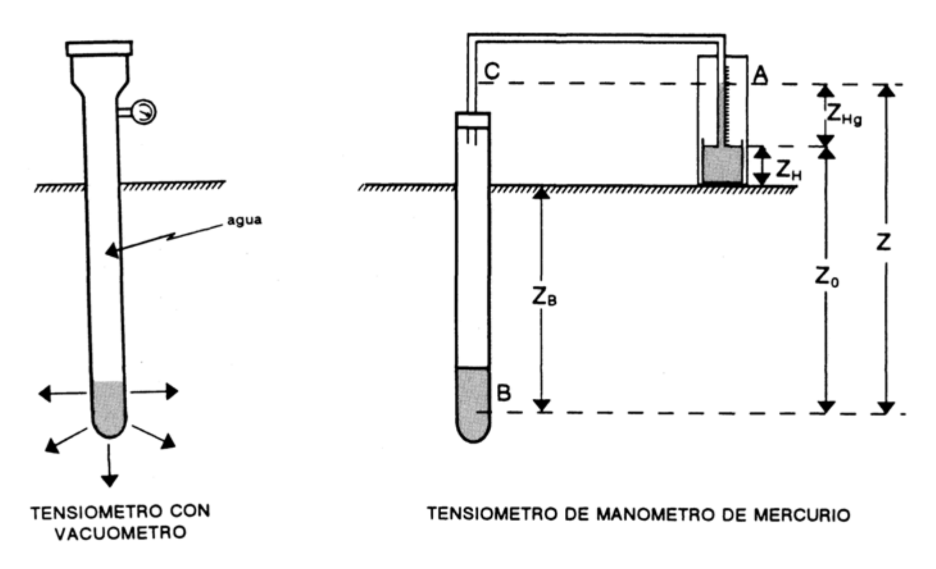


Figura 17. *Esquema de tensiómetros*

La cápsula porosa debe estar en íntimo contacto hidráulico con el suelo que la rodea para que las medidas sean correctas. En estas condiciones permanecerá prácticamente saturada de agua, permitiendo la difusión de agua con sus solutos. El potencial osmótico dentro y fuera de la célula es el mismo, por lo que puede ser ignorado al analizar el proceso. Al salir agua se crea una depresión dentro del tensiómetro, que mide el manómetro o un vacuómetro. Llega un momento en que los potenciales dentro y fuera se igualan y dejará de salir agua.

Un tensiómetro instalado en el campo irá siguiendo los cambios en el potencial matricial, si bien con cierto retardo. El intervalo de trabajo del tensiómetro se extiende hasta -80kPa, (adecuado, si se utiliza este equipo para determinar el momento en que hay que regar). Por debajo de este valor entra aire disuelto en el agua a través de la cápsula porosa, luego se forman burbujas, y la columna

de agua se rompe. Esto exige ir purgando los tensiómetros de cuando en cuando y verificar su normal funcionamiento.

Psicrómetro de termopar

En una posición determinada en el suelo a presión atmosférica, el agua se evaporará hasta que se alcance el equilibrio entre su potencial y el del vapor de agua en el aire circundante. Tal evaporación depende de las fuerzas actuantes sobre el agua, derivadas de la matriz y de los iones en solución. La medida de la humedad relativa por medio de un psicrómetro de termopar permite conocer la suma del potencial matricial y el potencial osmótico.

El psicrómetro se basa en la medida de la diferencia de temperatura en termómetros de bulbo húmedo y de bulbo seco, que se ven influenciadas de distinto modo por la demanda evaporante de la atmósfera. Las medidas en el suelo requieren un instrumental extremadamente preciso. Los psicrómetros de termopar miniaturizados cumplen esta condición.

Un termopar consiste en una unión doble de dos metales desemejantes. Una unión va dentro de una cápsula porosa hueca que se instala en el suelo, de forma que el vapor de agua en la atmósfera que rodea al termopar este en equilibrio a través de los poros con el agua del suelo. Por el efecto Peltier, esta unión actúa de bulbo húmedo, mientras que la otra unión, aislada, hace las veces de bulbo seco. Los termopares son fáciles de leer con equipos electrónicos, pudiendo medir pequeñas variaciones de humedad relativa con gran precisión.

Las medidas con psicrómetro requieren calibración. El intervalo de trabajo de este equipo se extiende de -10 a -7000 kPa, si bien en suelos húmedos pierde precisión (Bruce y Luxmoore, 1986).

Retención de agua en el suelo

Curva característica de humedad

El suelo es capaz de retener agua, de modo que el potencial matricial está relacionado con el contenido de humedad, por medio de una función denominada característica de humedad o función potencial matricial-contenido de agua: $\boldsymbol{\Psi_p^m = f(\theta)}$. Es una función que depende de:

- Sentido en que tiene lugar el cambio en el contenido de agua (humectación o desecación).
- Velocidad de cambio.
- Estabilidad en el tiempo de la estructura, así como tamaño, forma y conexión entre poros.
- Los cambios de volumen del suelo: expansión-retracción.
- Condiciones en la interfase agua-aire.

Esta relación no es unívoca, aspecto sobre el que se insistirá más adelante y se pone de manifiesto al obtener dos ramas de la curva por efecto de histéresis:

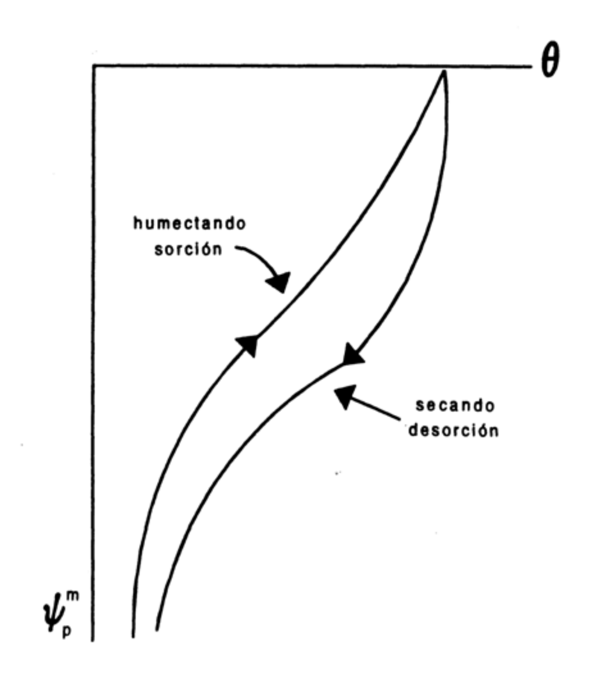


Gráfico 10. *Histéresis. Curva desorción y desorción.*

Construcción de curvas características de humedad

La curva característica de humedad se puede construir a partir de medidas experimentales o de ecuaciones empíricas. Los equipos utilizados obligan a determinar el Contenido de humedad en equilibrio con cada uno de los sucesivos valores del potencial matricial aplicado. En el campo se puede utilizar el tensiómetro, para potenciales matriciales altos, mientras que en laboratorio se recurre a placas de succión, equipo de placas de presión y al desecador de vacío, según los casos.

En campo:

Tensiómetro

Ψ_p^m en un intervalo de 0 a - 80 kPa.

Requiere la medida en paralelo del contenido de agua por un método indirecto.

Refleja el efecto de la estructura del suelo.

En laboratorio:

Placa de succión

Intervalo de trabajo de 0 a -100 kPa.

Una muestra de suelo saturada de agua se coloca encima de una placa porosa (cerámica o de cristal fritado) de un embudo, algunas técnicas utilizan arena como base. El embudo se conecta por medio de un tubo flexible a un manómetro de columna de agua. En el momento inicial, el nivel del agua es Z = 0, cada vez que se baja el nivel del manómetro se crea una desorción en la placa porosa. Al cabo de cierto tiempo se alcanza una nueva situación de equilibrio.

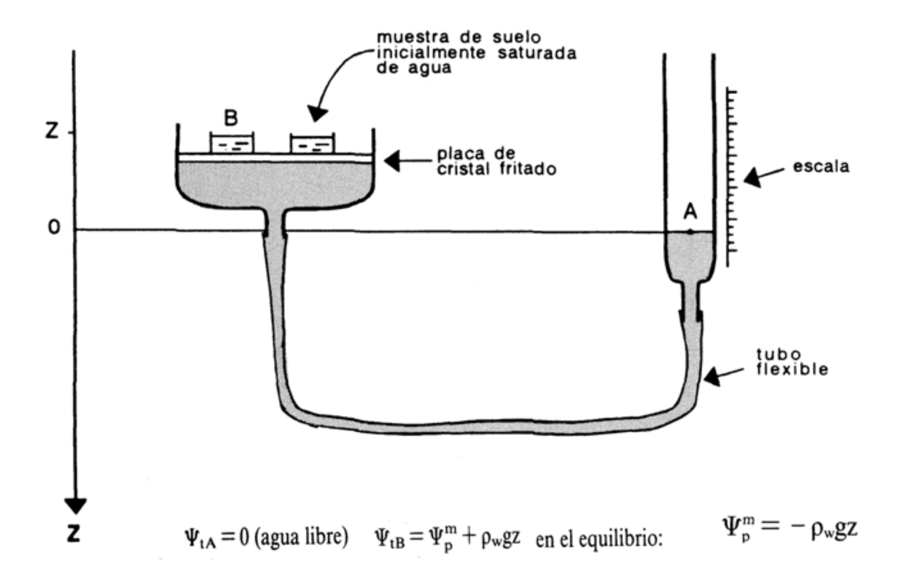


Figura 18. *Placas de succión entre 0 a -100 kPa.*

Para cada altura de la columna de agua se determina el correspondiente θ mátrico

Se puede trabajar por sorción, para ello se deja equilibrar la muestra con un potencial bajo y posteriormente se va elevando la columna manométrica y determinando la θm correspondiente.

Este equipo se utiliza en horticultura para caracterizar el comportamiento hídrico de sustratos de cultivo (Pagés y cols. 1979), y con muestras inalteradas de suelo.

Equipo de placa de presión (Richards, 1965):

Intervalo de trabajo de -10 a menos de -2.000 kPa.

Este dispositivo permite producir potenciales más bajos, pudiendo llegar hasta los -2.000 kPa. Las muestras, inicialmente saturadas de agua, se dejan equilibrar con la presión creada por aire. Transcurrido el tiempo de equilibrio, se despresuriza la cámara y se determina gravimétricamente la humedad, lo que permite determinar un punto de la curva. Para trabajar a potenciales menores, la placa cerámica debe sustituirse por una lámina de acetato de celulosa. Por lo general, se trabaja con muestras tamizadas a 2 mm, si bien en determinados equipos se puede operar con muestras inalteradas.

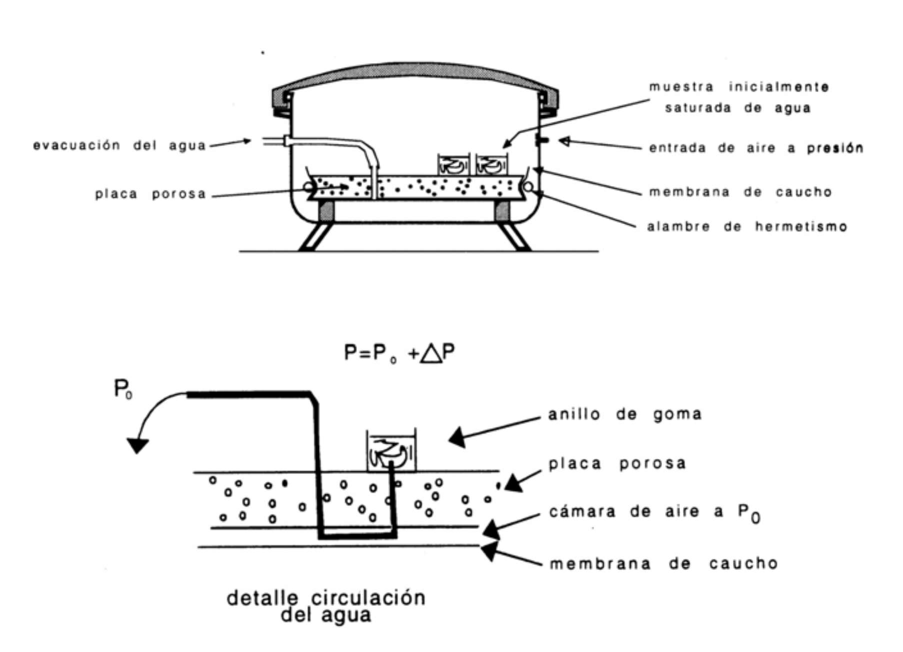
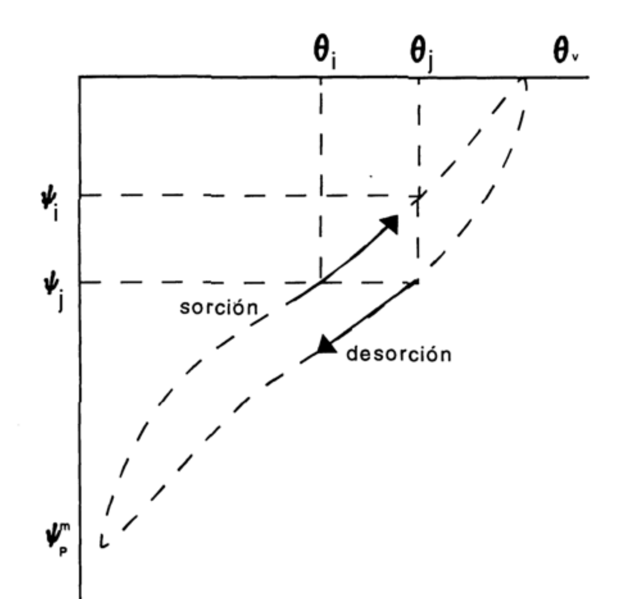


Figura 19. Placa de Richards. Esquema de funcionamiento.

Histéresis en las relaciones entre potencial matricial y contenido de agua

La curva característica de humedad no es unívoca. La curva obtenida partiendo de una muestra saturada de agua no coincide con la determinada a partir de una muestra seca: la función presenta dos ramas principales:



Para un mismo potencial de equilibrio se tendrá que:

θj (desorción) > θi (sorción)

Lo que equivale a decir que un mismo contenido de humedad θj es retenido con mayor energía si el suelo se está secando que si se está humectando:

Ψi > Ψj (el signo es negativo).

Gráfico 11. *Histéresis*

Este comportamiento indica que existe un fenómeno de histéresis: la historia de la muestra influye sobre la situación final de equilibrio.

Se ha observado que, partiendo de un determinado contenido de humedad, θi, según pertenezca a la rama de sorción o de desorción, el estado final será distinto según se siga humectando o por el contrario se deseque:

Las ramas principales son las envolventes de una serie de puntos situados entre ellas, que corresponden a situaciones intermedias que definen curvas de paso en un proceso de barrido, característico de la redistribución de agua dentro de un suelo, según se halle parcialmente húmedo o parcialmente seco.

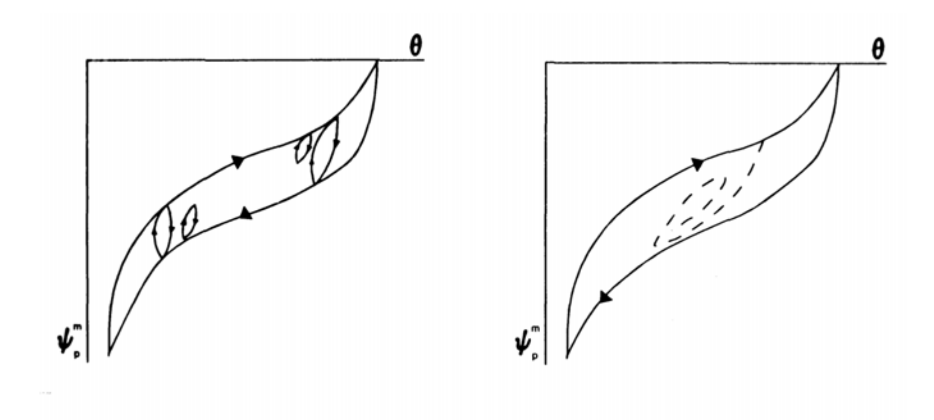


Gráfico 12. *Histéresis. Curvas intermedias*

Las causas de los fenómenos de histéresis son las siguientes:

- Falta de uniformidad en la geometría de los poros individuales.

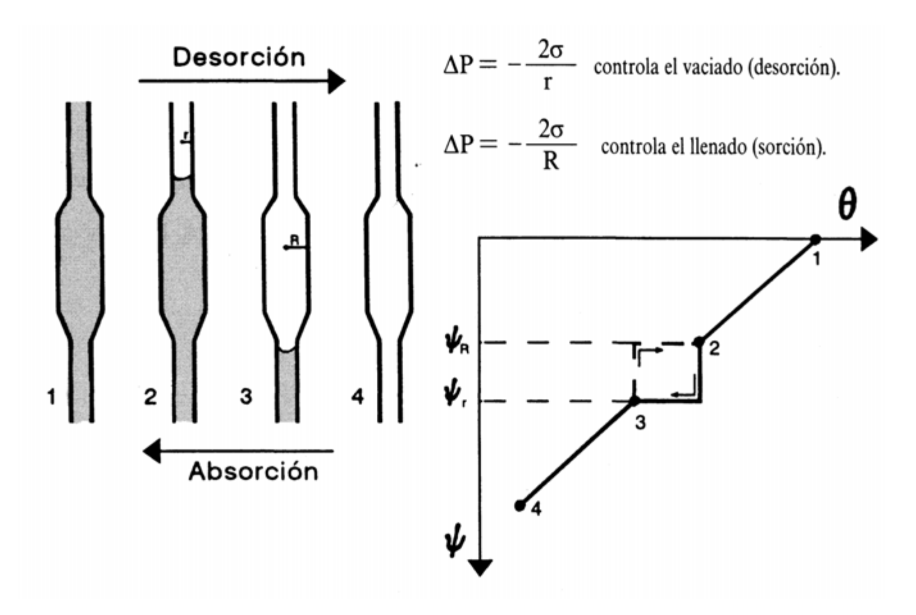


Figura 19. *Adsorción y desorción de la histéresis.*

- Efecto del ángulo de contacto en las interfases:

  Meniscos que avanzan: ángulo de contacto y radio de curvatura mayores.

  Meniscos que retroceden: en la desorción el potencial matricial será menor que en la humectación.

- Aire atrapado dentro de los agregados:

  Hace disminuir el contenido de agua en suelos recién humectados, no se alcanza un verdadero equilibrio.

- Fenómenos de expansión retracción:

  En suelos expansibles varía la geometría del espacio de poros, de distinta manera según la historia de la humectación.

  En sentido estricto no se trata de un fenómeno de histéresis, ya que hace cambiar la geometría del espacio de poros.

La complejidad de los fenómenos de histéresis hace que se trabaje con la curva de desorción que es la que resulta más fácil de obtener con una cámara de placas de presión.

Interpretación de curvas características

Las características de humedad varían de unos horizontes a otros, los principales factores de control son:

- Estructura:

  Espacio de poros:

  - A potenciales altos (0 a -100 kPa) la retención de agua se ve muy influenciada por la estructura (distribución de tamaño de poros), por lo que hay que trabajar con muestras inalteradas.
  - A potenciales bajos predominan las fuerzas de adhesión, por lo que influirá la superficie específica de las partículas y mucho menos la estructura. Se puede trabajar con muestras tamizadas a 2 mm.

  Compactación:

  - Disminuye la porosidad total y, en especial, la proporción de los poros de mayor tamaño.
- Textura: hace variar la forma de la curva.

Al estudiar curvas características de humedad cabe atender a su forma en sus distintos tramos:

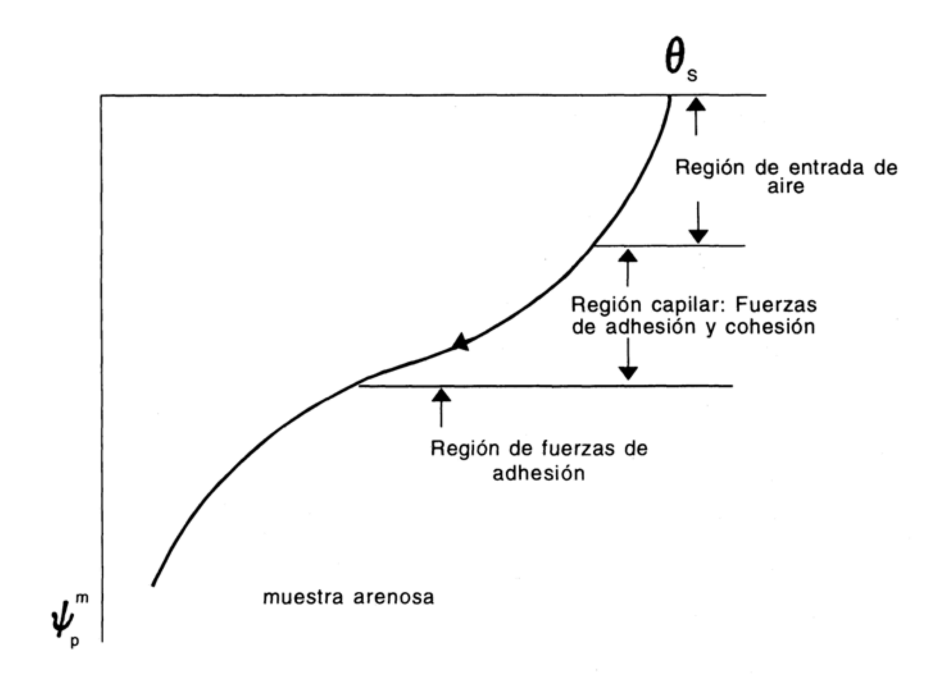


Gráfico 13. *Relaciones de los potenciales con el contenido de agua en el suelo.*

Partiendo de una muestra saturada de agua, al aplicar una succión creciente, no se produce salida de agua hasta que se supera un determinado valor crítico, que varía según las características de la muestra (región de entrada de aire). Resulta más nítida la entrada de aire en los suelos de textura más gruesa, al ser los poros de tamaño más uniforme. Al ir aumentando la succión, cada vez se irán vaciando poros de tamaño progresivamente menor y las partículas irán quedando recubiertas con envueltas de agua de cada vez menor espesor.

El segundo tramo de la curva constituye la región capilar, en la que predominan las fuerzas de adhesión y de cohesión. En muestras de textura arenosa y en aquellas que posean predominantemente poros grandes, se requiere poco incremento de succión para extraer cantidades importantes de agua en este tramo. En él, la curva tiende a ser horizontal.

La parte superior de la curva, característica correspondiente a potenciales matriciales altos resulta de interés en relación con las propiedades de drenaje del suelo, mientras que el tramo definido por los potenciales matriciales más bajos determina la disponibilidad de agua para las plantas. Si bien resulta imprescindible en muchos casos considerar además el potencial osmótico.

Capacidad de retención de agua disponible (CRAD)

Un concepto útil en determinadas aplicaciones, riego por gravedad, por ejemplo, es el de capacidad de retención de agua disponible para las plantas. Se basa en una clasificación biológica del agua del suelo que considera como disponible para las plantas el agua retenida entre dos situaciones, la denominada «capacidad de campo» y el «punto de marchitamiento permanente» que fueron introducidas por Briggs. La significación física de estos conceptos es variable, habiéndose podido comprobar que el punto de marchitamiento permanente varía con la planta y con factores de medio (poder evaporante de la atmósfera, velocidad del viento, entre otros).

El concepto de capacidad de campo es arbitrario y es necesario que sea más flexible y sea una función de las condiciones de todo el perfil del suelo considerado. Además, cuando un suelo con cultivos recibe una aplicación de agua, las plantas extraen agua del suelo durante los 2 ó 3 días siguientes, mientras que el suelo alcanza la capacidad de campo. El consumo de agua de estos días habría que agregarlo a la capacidad del perfil del suelo para almacenar agua aprovechable por la planta. Es una buena práctica determinar una curva completa de desabsorción de un suelo, la cual facilita la evaluación de la influencia de la condición del perfil del suelo sobre la succión en la capacidad de campo.

- La **capacidad de campo** se define como:
  - El contenido de agua en el suelo después de 48 horas de un riego o de una lluvia abundante. Se supone que transcurrido este tiempo empieza un drenaje lento del agua contenida en el suelo.
  - Se trata en cierta medida del contenido máximo de agua que puede retener el suelo cuando la mayoría de la macroporosidad está ocupada por aire.
  - Por la dificultad de su medida de acuerdo con la definición, se estima a partir del valor del contenido de agua que retiene una muestra de suelo en equilibrio con una presión de 33kPa, en un equipo de placas de presión.

Esta situación puede representarse del siguiente modo:

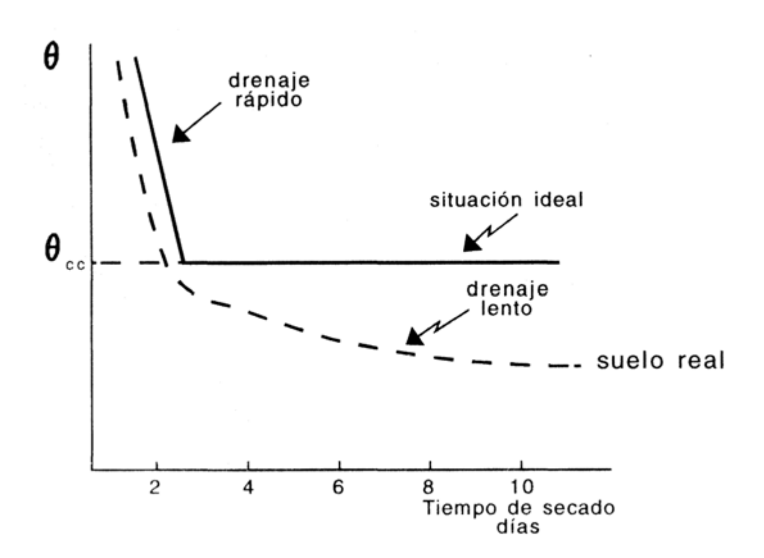


Gráfico 14. *Drenaje del suelo en función del tiempo*

- El **punto de marchitamiento** (PMP) permanente se define como:
  - El contenido de agua por debajo del cual las plantas mesofíticas no son capaces de extraer agua del suelo. Viene a corresponder al límite inferior del agua retenida por fuerzas capilares absorbible por las raíces.
  - Se estima como el contenido de agua que retiene una muestra de suelo equilibrada con una presión de 1.500 kPa en un equipo de placas de presión.

El punto de marchitez permanente es un valor indicativo que tiene un significado fisiológico. El valor común de la succión matricial (succión total cuando el suelo es salino), que se considera limitante para la sobrevivencia de las plantas (punto de marchitez permanente), es de 15 bares (Richards y Weaver), equivalente a 1.500 kPa. Sin embargo, cada especie de planta tiene su propia capacidad para extraer agua del suelo, comprendida entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente.

El valor de la CRAD tiene importancia en el suministro hídrico a las plantas, por lo que sigue siendo utilizado en trabajos dedicados al riego. Se define como:

$$\mathbf{CRAD = \sum (CC - PMP)_i \, e_i}$$

Siendo:

CC = capacidad de campo del horizonte i (m^3 m^{-3}).

PMP = punto de marchitamiento permanente del horizonte i (m^3 m^{-3}).

e_i = espesor del horizonte i (m).

Propiedades hidrológicas del suelo. Movimiento del agua

El suelo como medio poroso

El suelo puede dejar pasar agua a su través dado que se trata de un medio poroso con un sistema de poros interconectados. En campo, raramente se dan unas condiciones de equilibrio termodinámico en el sistema suelo-agua. El movimiento del agua en forma líquida, en muchos casos, puede explicarse como resultado de diferencias de potencial hidráulico entre distintos puntos.

Los procesos implicados en el movimiento del agua son el de entrada en el suelo (infiltración, entradas laterales o ascenso a partir de una capa freática), la redistribución entre distintos puntos (transferencia y acumulación), la absorción por parte de las plantas y la evaporación.

El estudio del movimiento del agua en el suelo puede abordarse desde distintos enfoques:

- Estudio de la geometría del espacio de poros:

  Enfoque descriptivo con algunas determinaciones semicuantitativas.

  Permite explicar los procesos de transferencia por medio del estudio de la geometría de los poros en muestras relativamente inalteradas.

  De interés para interpretar situaciones reales de campo: por ejemplo la ineficacia de sistemas de drenaje.

  Las técnicas de estudio utilizadas son la macromorfología, micromorfología, submicroscopía v análisis de imagen.

El suelo se considera un sistema poroso, por medio de las ecuaciones de flujo macroscópico. Como hipótesis se supone que el agua es pura, y que la transferencia tiene lugar en condiciones isotermas. El flujo real en los suelos afecta a un agua con solutos, por lo que resulta más complejo, al tener que

considerar la difusión de iones entre distintos puntos del fluido y los fenómenos de adsorción, y las condiciones pueden no ser isotermas.

Flujo de agua en el suelo

En un sistema en equilibrio, el potencial hidráulico del agua tiene el mismo valor en todos sus puntos. En los demás casos habrá procesos de transferencia de agua que puede tener lugar como:

- Flujo saturado:

  El espacio poroso está lleno de agua. Es el flujo en suelos con capa freática circulante, lo que puede permitir una alimentación de las plantas a partir de este agua. Si el flujo fuese muy lento y no hubiera suficiente renovación de oxígeno podrían generarse condiciones de hidromorfismo, anaerobiosis por mal drenaje. El potencial matricial $\Psi pm = 0$

- Flujo en suelo no saturado:

  Este tipo de flujo es el más corriente en suelos secos que se humectan o que se secan. Resulta más difícil de describir que el flujo saturado.

  El mecanismo de transferencia de agua varía según que el suelo esté:

  -Relativamente seco: adquiere importancia la transferencia en forma de flujo de vapor, con una gran influencia de los gradientes térmicos.

  -Relativamente húmedo: flujo capilar en cualquier dirección.

  En un suelo no saturado el aire puede existir en forma discreta, con burbujas (sistema cerrado) o bien de forma continua (sistema abierto); en lo que sigue se toma en consideración este segundo supuesto.

La ley que describe el flujo del agua en condiciones de régimen saturado se denomina ley de Darcy, mientras que la del flujo en suelo no saturado se conoce como ley de Darcy-Buckingham.

A escala de los poros, el flujo del agua del suelo a nivel microscópico viene dificultado por la tortuosidad (τ) de la trayectoria (l) seguida por el agua, cuya velocidad variará de un punto a otro y que describen las ecuaciones de Stokes-Navier. La tortuosidad de la trayectoria entre partículas se puede expresar por medio de la relación:

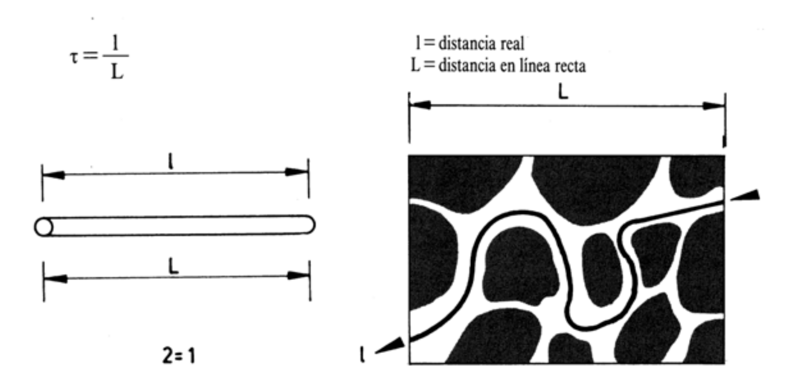


Figura 20. *Relación de tipos de poros, distancia en el flujo del agua en condiciones de régimen no saturad. Porta et al., 2003.*

Régimen saturado

Ley de Darcy

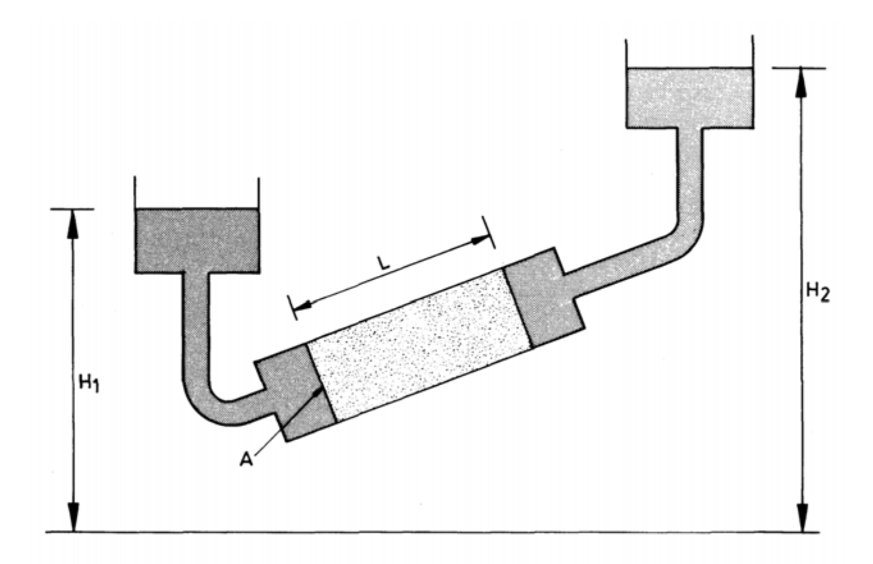


Figura 21. *Dispositivo utilizado por Darcy. Cilindro lleno de arena, por el que hacía circular agua en régimen saturado, Porta et al., 2003.*

Darcy puso de manifiesto experimentalmente que:

- La descarga de agua es directamente proporcional a la sección transversal de la columna y a la diferencia de carga o potencial hidráulico, e inversamente proporcional a la longitud de la columna.

  Q = caudal, $[L^3T^{-1}]$

  A = sección transversal de la columna, $[L^2]$

  $\mathbf{\Psi_H}$=H= potencial hidráulico, medido con un manómetro de columna

  $\Delta\mathbf{\Psi_H}$= diferencia de potencial hidráulico

  L = longitud de la columna, (L)

- La relación empírica establecida por Darcy es:

$$Q = -K \frac{H_2 - H_1}{L} A = -K \frac{\Delta\Psi_H}{L} A$$

Ley de Darcy

Describe el flujo macroscópico uniforme del agua a bajas velocidades en un medio poroso, con un valor del número de Reynolds inferior a la unidad.

$\frac{\Delta\Psi_H}{L}$: gradiente hidráulico. En condiciones de flujo saturado es igual a la unidad.

K = conductividad hidráulica del material poroso (coeficiente de transporte) en condiciones de flujo saturado. A veces se representa como K_s.

La ecuación de dimensiones de K que corresponde a una velocidad y se suele expresar en cm h^{-1}. m día^{-1} es:

Limitaciones de la ley de Darcy

La ley de Darcy se basa en las siguientes hipótesis que restringen su aplicación:

- El suelo no es material poroso uniforme
- Parte de la base que el suelo no se expande ni se contrae con la humectación-desecación

El agua del suelo no es pura ni homogénea, hay variaciones de viscosidad y densidad y gradientes térmicos.

A pesar de estas limitaciones, la validez general de la Ley de Darcy ha sido confirmada y su uso es habitual en el estudio del movimiento de la capa freática, así como de filtraciones y similares. La conductividad hidráulica presenta una variabilidad espacial grande, y para que los valores tengan validez deben realizarse en las distintas unidades de suelos, con repeticiones. Interesa conocer la heterogeneidad que pueda existir en el terreno a que afecte el flujo. Las medidas deben realizarse a una escala considerablemente grande. Con fines hidrológicos, los flujos de agua se estudian a escala de campo y a escala regional a nivel de cuenca de drenaje.

Conductividad hidráulica

Por su importancia, tanto teórica como práctica, la conductividad hidráulica debe estudiarse con detalle. En relación a ella cabe destacar que:

- Es una medida de la capacidad del suelo para conducir el flujo de agua. La resistencia del suelo al flujo de agua es debida a las fuerzas de rozamiento entre las moléculas del líquido y entre éste y las paredes de los poros.
- A igualdad de las demás condiciones, cuanto mayor es la tortuosidad del sistema de poros, menor es la conductividad hidráulica.
- Es función, entre otros factores, del contenido de agua y por ello del potencial matricial:
- En condiciones de flujo saturado y condiciones isotermas es constante con el tiempo, si no hay cambios en la estructura del suelo.

- En suelos homogéneos es constante con la posición.
- Depende de la viscosidad del agua. Su valor aumenta aproximadamente un 3% por cada grado que asciende la temperatura (Youngs, 1991).
- La medida de la conductividad hidráulica a distintas profundidades en un suelo permite poner de manifiesto diferencias en la capacidad de transmisión de agua por parte de los distintos horizontes debido a la heterogeneidad del suelo (anisotropía en sentido vertical).
- En proyectos de drenaje, los cálculos hidráulicos de la red se basan en los valores de la conductividad hidráulica saturada.

Conductividad hidráulica equivalente

En la ley de Darcy se ha supuesto que el medio era uniforme y rígido y el flujo saturado, con lo que la conductividad hidráulica no varía con la posición ni con el tiempo.

En los suelos los cambios en las direcciones (x, y) suelen ser suficientemente graduales para que la hipótesis $K_x = K_y$ sea generalmente cierta para distancias no demasiado grandes. La existencia de horizontes de características hidrológicas muy distintas explica la posibilidad de cambios bruscos en sentido vertical.

La variabilidad espacial de los suelos lleva a introducir el concepto de conductividad hidráulica equivalente, definida como (Youngs, 1991): valor de K que da origen al flujo medido bajo las mismas condiciones que si el suelo fuese uniforme. Depende de las condiciones de contorno.

La calidad de las predicciones del flujo de agua en suelos no uniformes dependerá de la significación que tenga la medida de la conductividad hidráulica equivalente (Youngs, 1991).

Permeabilidad

La conductividad hidráulica depende de las características del suelo, así como de las del fluido. En aquellos casos en que se requiera separar la influencia de la viscosidad del líquido de la conductividad del medio o ver los cambios de estructura al hacer circular distintos fluidos (por ejemplo aire o agua), se introduce el concepto de permeabilidad intrínseca, por ser una propiedad intrínseca de un medio poroso estable:

Expresa la resistencia que ofrece el suelo al flujo de un fluido:

$$K_i = \frac{\eta_w K}{\rho_w g}$$

$\mathbf{K_i}$ = permeabilidad intrínseca

$\boldsymbol{\eta_w}$ = viscosidad dinámica

K = conductividad del fluido $[LT^{-1}]$

$\boldsymbol{\rho_w}$= densidad del fluido $[ML^{-3}]$

g = aceleración de la gravedad $[LT^{-2}]$

Conductividad hidráulica

Medida de la conductividad hidráulica saturada

Partiendo de ensayos de campo:

Conductividad hidráulica		Evaluación (FAO, 1963)
m día^{-1}	cm h^{-1}	
$<0,2$	$<0,8$	Muy lenta
0,2 - 0,5	0,8 - 2,0	Lenta
0,5 - 1,4	2,0 - 6,0	Moderada
1,4 - 1,9	6,0 - 8,0	Moderadamente rápida
1,9 - 3,0	8,0 - 12,5	Rápida
$>3,0$	$>12,5$	Muy rápida

Como valores orientativos de K para suelos de diferente textura pueden citarse: 10 mm día-1 en los de textura fina, 10 a 1.000 mm día^{-1} para suelos con buena estructura y mayor de 1.000 mm día^{-1} para suelos de textura gruesa (Youngs, 1991).

Régimen no saturado

La zona no saturada adquiere una gran importancia, ya que la mayor parte de los procesos de transferencia de agua en los suelos tienen lugar en régimen no saturado.

En régimen no saturado el volumen de poros está sólo parcialmente lleno de agua. Dado que el transporte de agua depende del rozamiento con las paredes de los poros por los que circula, este rozamiento será tanto mayor cuanto mayor sea la superficie de contacto, por volumen de agua. La conductividad hidráulica deja de ser constante en régimen no saturado, pasa a depender del potencial matricial y será menor que en régimen saturado.

De acuerdo con la ley de Poiseuille, el caudal que fluye es proporcional a la cuarta potencia del radio, por lo que los poros de mayor tamaño llenos de agua son los que más contribuirán al flujo. Al ser estos los que primero se vacían al pasar de estado saturado a no saturado, la conductividad hidráulica disminuirá muy deprisa con el contenido de agua.

Ley de Buckingham-Darcy

En la zona no saturada la conductividad hidráulica varía no sólo de un suelo a otro, sino que para un mismo suelo es función del contenido de agua. La medida de la conductividad hidráulica no saturada resulta mucho más difícil de medir con precisión que la saturada, y no existe un método cuya validez sea general para todos los suelos y circunstancias (Dirksen, 1991).

Buckingham demostró que la ecuación de Darcy también se cumple cuando el suelo no está saturado. La densidad de flujo se expresa en este caso como:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \Psi_H}{\partial s}$$

K(θ) = conductividad hidráulica no saturada.

Ψ_H = potencial hidráulico.

s = dirección considerada.

$$\vec{q_s} = - K(\theta)\ \bar{\nabla}\ \Psi_H$$

Ley de Buckingham Darcy

$\nabla\Psi_H$ = gradiente hidráulico.

Esta ley generaliza el flujo a condiciones de régimen no saturado.

Infiltración

La infiltración designa el proceso de entrada, generalmente vertical, de agua a través de la superficie del suelo, lo que constituye la primera etapa en el movimiento del agua en el suelo. Con el agua penetran en el suelo las sustancias que lleve disueltas y en suspensión. Al iniciarse una lluvia, un riego o llegar una corriente de agua sobre un suelo seco, la entrada tendrá lugar en condiciones no saturadas, principalmente bajo la influencia de los gradientes de potencial matricial por diferencias en el contenido de agua y, en menor medida, de la gravedad. El estudio de la infiltración tiene interés en:

- Física de suelos:

  Proyectos de desarrollo: riego y aspersión

- Estudios medioambientales:

  Degradación de suelos por erosión hídrica: estudios sobre escorrentía.

  Determinación del caudal de aguas residuales que es capaz de infiltrar un suelo.

  Mejora de suelos afectados por salinidad.

- Hidrología de superficie; estudio del ciclo hidrológico.

La cantidad de agua aportada por una lluvia o por un riego condiciona el proceso, siempre y cuando se cumpla que: $P < I$

P = precipitación (mm)

I = Infiltración acumulada (mm)

En aquellos casos en que la intensidad de la lluvia vaya aumentando, llegará un momento en que el suelo no será capaz de infiltrar toda el agua que recibe:

P>I

El exceso de agua formará charcos si el terreno es llano y, si se trata de una ladera, se movilizará a favor de la pendiente, dando lugar a escorrentía (E) superficial. Suponiendo que no haya evaporación, ni intercepción por la vegetación, ni encharcamiento en depresiones se cumplirá:

P = I + E

En este caso el proceso de infiltración viene controlado por las características del suelo y el relieve.

Cabe distinguir los siguientes conceptos:

- Infiltración acumulada: cantidad de agua que se ha infiltrado en la unidad de superficie de un suelo a lo largo de un tiempo definido.
- Velocidad de infiltración: tasa o velocidad a la que el agua entra en el suelo en cada instante. Cantidad de agua infiltrada por unidad de superficie y de tiempo.

  Disminuye muy rápidamente a lo largo de los primeros momentos del proceso, partiendo de unas condiciones de suelo seco y tiende a estabilizarse asintóticamente a lo largo del tiempo. Se denomina también velocidad de infiltración instantánea.

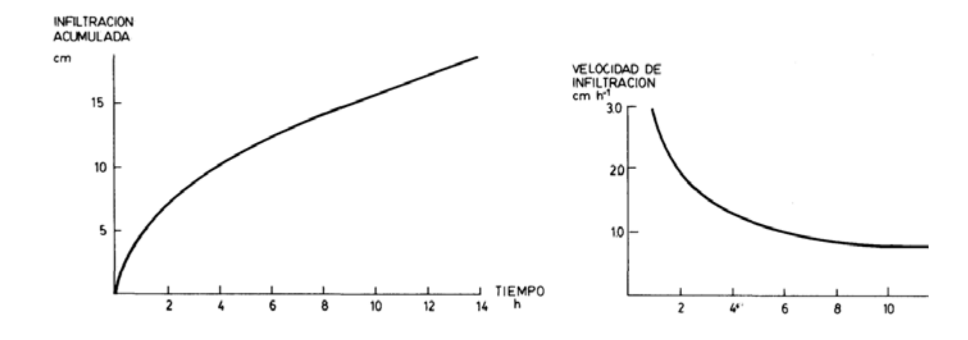


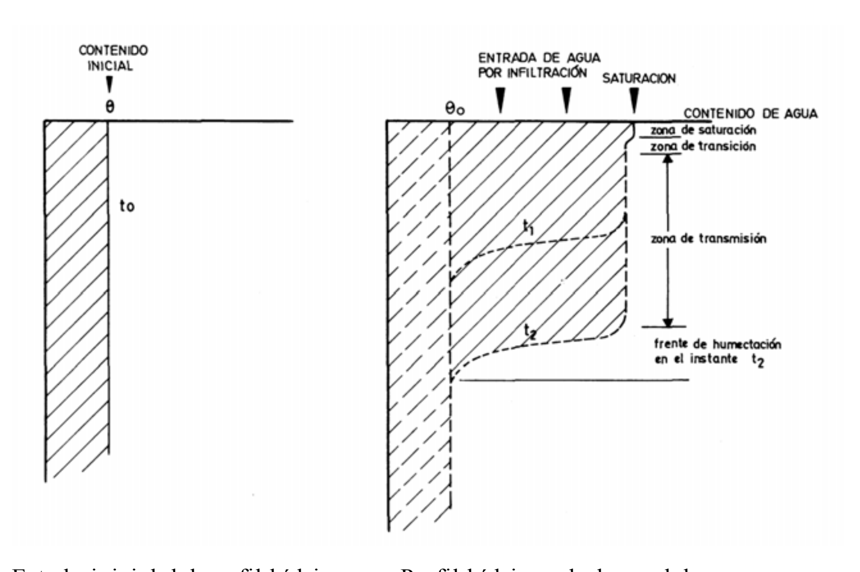
***Gráfico 15**. Movimiento vertical del agua. Porta et al., 2003.*

- Velocidad de infiltración media: cantidad acumulada de agua infiltrada por unidad de superficie a lo largo del tiempo que ha durado el proceso.
- Velocidad de infiltración básica o final: es la velocidad de infiltración que corresponde a un régimen relativamente estabilizado, lo que suele ocurrir al cabo de 3 a 5 horas de iniciado el ensayo. El perfil de humedad del suelo durante el período de infiltración varía continuamente (flujo transitorio) hasta que se alcanza la tasa de infiltración estacionaria. El valor de esta tasa, como su nombre lo indica, no cambia con el tiempo, es la tasa de infiltración básica y sin mucho error puede asimilarse a la conductividad hidráulica saturada.

Descripción cualitativa del proceso de infiltración

Partiendo de una situación inicial de suelo seco, por ejemplo Ψ^{m}_{p} < -2.000 kPa, con un perfil homogéneo y con igual contenido de humedad en todos sus puntos, θ_0, la entrada de agua provoca la aparición de una zona húmeda en la parte superior, mientras la inferior permanece seca. Ambas están separadas de forma más o menos abrupta por un frente de humectación.

El perfil hídrico resultante se debe al potencial hidráulico: $\Psi_h = \Psi_p + \Psi_g$ que caracteriza el estado energético del agua en los distintos puntos del sistema:



Estado inicial del perfil hídrico Perfil hídrico a lo largo del proceso

Figura 22. *Perfil hídrico.*

En la zona húmeda durante la infiltración se pueden diferenciar cuatro zonas distintas:

- Zona saturada: corresponde a la superficie.
- Zona de transmisión: debajo de la anterior. Régimen no saturado.
- Zona de humectación: el contenido de humedad decrece bruscamente.
- Frente de humectación.

Factores de incidencia sobre la infiltración

- Características de la lluvia o del riego por aspersión: tamaño de las gotas, energía cinética de la lluvia e intensidad.
- Características del suelo:

  Estado de la superficie: sellado, encostramiento, pedregosidad, etc.

  Existencia de grietas en suelos con arcillas expansibles.

  Granulometria: los suelos arenosos tienen una velocidad de infiltración más alta.

  Buena estructura del epipedión mejora la infiltración.

  Conductividad hidráulica de los distintos horizontes.

  Capacidad de almacenamiento de agua.

  Contenido inicial de humedad

  Salinidad-sodicidad.

  Suelos hidrófobos.

  Cubierta vegetal, características de la misma

- Características de calidad del agua:

  Contenido salino.

  Sodicidad.

  Partículas en suspensión.

  Temperatura.

- Características del medio:

  Pendiente, vegetación.

- Factores interferentes:

  Aire atrapado, laboreo reciente.

  Pisoteo: compacta la superficie del suelo, con lo que disminuye la velocidad de infiltración.

El impacto de las gotas de lluvia sobre agregados de baja estabilidad produce un efecto salpicadura. La delicuescencia y desintegración de los agregados lleva asociada una colmatación de los poros en una capa superficial de unos 2-5 mm de espesor. Se produce un sellado del suelo que al secarse da lugar a una *costra superficial* que produce una disminución la infiltración,

Para interpretar el comportamiento hidráulico de una costra superficial hay que recurrir a su estudio en lámina delgada a partir de muestras inalteradas. Se caracteriza por presentar un modelo de poros no comunicantes, lo que permite explicar su ineficacia para la transferencia de agua. La densidad aparente de la costra es más elevada que la del material subyacente, como resultado del relleno de poros por material fino procedente de la disgregación de los agregados. Su conductividad hidráulica también es menor hasta unas 2.000 veces, por ello y como consecuencia del sellado y de la formación de costra superficial el comportamiento hidrológico del suelo cambia de forma muy importante, como se pone de manifiesto con las siguientes curvas:

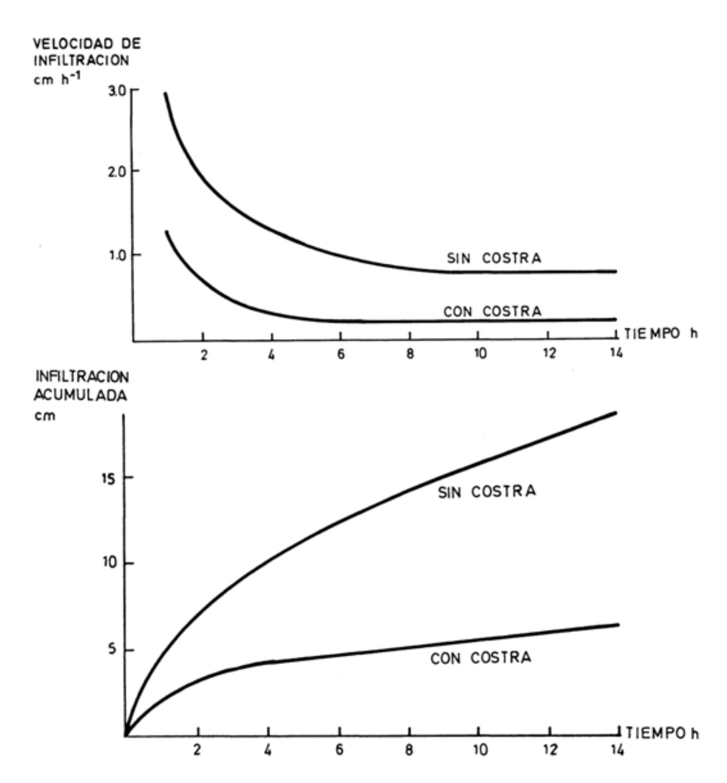


Gráfico 15. *Movimiento vertical del agua con impedancias.*

Velocidad de infiltración:

Medida

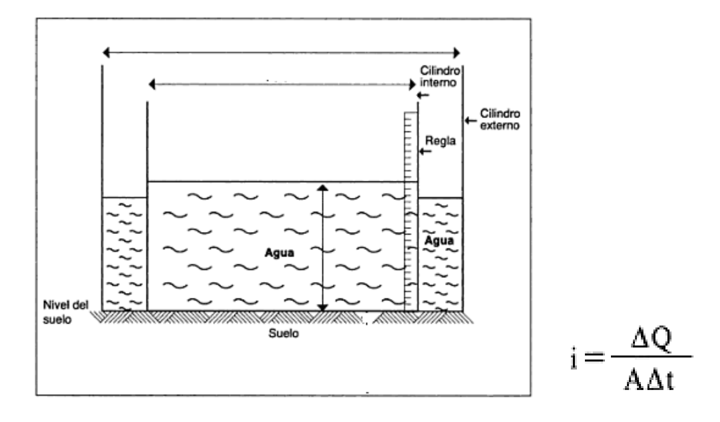
a) Principales métodos

La determinación de la velocidad de infiltración se realiza en campo, debiendo trabajar en unas condiciones lo más semejantes posible a las que se quiere caracterizar: el mismo sistema de aporte de agua o de riego, igual calidad de agua y semejante contenido de humedad inicial (Slater, 1957).

Los principales métodos utilizados para medir la velocidad de infiltración son:

- **Infiltrómetro de doble anillo**

  Consiste en dos cilindros concéntricos, el interior de unos 15 cm de diámetro y el exterior de 30 cm diámetro clavados en un suelo pre humectado. El dispositivo permite mantener una lámina de agua a nivel o carga constante, sobre una superficie de extensión conocida.



$$i = \frac{\Delta Q}{A \Delta t}$$

i: infiltración; ΔQ: agua infiltrada: A: superficie; Δt: intervalo tiempo

Se llena hasta un cierto nivel y se va midiendo el descenso en el cilindro central, ya sea en el propio cilindro o en el depósito suministrador.

Es el método más práctico y más sencillo. En suelos pedregosos resulta difícil clavar los cilindros. Para tener en cuenta la variabilidad espacial del suelo, las medidas deben realizarse por triplicado en emplazamientos distantes menos de 10 m y de ser posible cerca de una calicata descrita, para disponer de información acerca del suelo.

- **Simulador de lluvia**

Este aparato permite simular el efecto de una lluvia, con gotas de similares características a la precipitación natural. La entrega de agua en el depósito para formar gotas es medida. Sobre el suelo produce un impacto energético que puede afectar su estructura. La totalidad del agua caída se recibe en una superficie definida por una bandeja receptora. Parte del agua se infiltra y el exceso, considerado de escurrimiento, es recibido en una probeta para su cuantificación. La diferencia entre el agua entregada y el agua de escurrimiento define el agua de infiltración.




Figura 23. *Simulador de lluvia.*

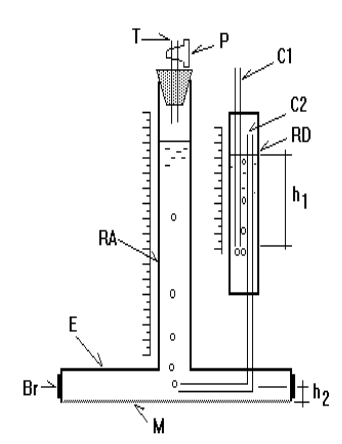
- **Infiltración en surco**

Se debe abrir un surco de sección regular conocida, al igual que su longitud. Se riega el surco. Se calculan los flujos que se infiltran a lo largo del tiempo o bien los que deben aportarse para mantener el nivel constante. Este método tiene interés en proyectos de transformación en regadío en que vaya a utilizarse el riego por surcos. Requiere volumen grande de agua.

- **Infiltrómetro de disco** a tensión con un radio de disco de 6,5 cm.

Este instrumento posee algunas ventajas: como de ser su bajo costo, su fácil transporte, la utilización de pequeños volúmenes de agua y, fundamentalmente, la posibilidad de realizar mediciones in-situ, sin modificar el sistema poroso natural.





Esquema del permeámetro de disco

RA: depósito de alimentación

RD: recipiente de burbujeo

M: malla de poliéster de poro micrométrico

C1: tubo móvil para ajustar potencial

C2: capilar de aireación

T: tubo de llenado

P: tapón o robinete

Br: banda para sujetar malla

b) Interpretación de resultados

En la mayoría de estudios se suele expresar la velocidad de infiltración básica, pudiendo incluir además la restante información en forma de tablas y gráficos. La evaluación de los resultados de un ensayo de infiltración es siempre delicada, por los múltiples factores que intervienen en el proceso en el momento de realizar la medida.

Se pueden utilizar los siguientes criterios, (adaptado de Landon, 1984):

Clase	Velocidad de infiltración mm h^{-1}	Evaluación de la infiltración del suelo
1	<1	Adecuado para cultivo de arroz.
2	1 a 5	Lenta. Riego de erosión laminar aparición de costras superficiales.
3	5 a 20	Moderadamente lenta. Optima para riego de superficie.
4	20 a 60	Moderada. Adecuada para riego de superficie.
5	60 a 125	Moderadamente rápida. Propicia lavado de nutrientes. Baja eficiencia de riego
6	125 a 250	Rápida.
7	>250	Muy rápida. Se requiere riego localizado. Característico de los suelos arenosos.

Redistribución del agua en el suelo

La infiltración del agua de lluvia o de riego hace posible que una cierta cantidad de agua penetre en el suelo. Para que esté a disposición de las raíces se requiere que haya agua en el lugar adecuado y que las raíces puedan absorberla. Esto es posible debido a que al cesar la infiltración de agua en un suelo seco, el movimiento no cesa inmediatamente, sino que tiene lugar una redistribución del agua hasta que el potencial hidráulico sea uniforme en el suelo.

El proceso es complicado debido a que al haber absorción y desorción aparecen fenómenos de histéresis, que resultan difíciles de evaluar, a lo que se añade la absorción radicular y la incidencia de la evaporación.

Al cesar la infiltración, el flujo de agua en la superficie del suelo disminuye hasta cero e incluso puede alcanzar valores negativos si hay evaporación. El agua que se halla por encima del frente de humectación, al cesar la infiltración, drenará por efecto de la acción de la gravedad.

A medida que va disminuyendo el gradiente de potencial hidráulico, disminuye el flujo de redistribución, ya que además la conductividad hidráulica irá siendo menor a medida que el suelo se va secando.

CUESTIONARIO GUÍA

COLOIDES DEL SUELO

1. ¿Qué diferencia encuentra entre una solución y un coloide?
2. ¿Que ocurre si tomamos una porción de suelo de textura arcillosa y lo dispersamos en agua dentro de un campo eléctrico?
3. Mencione cinco coloides fuera de los suelos, de gran importancia, relacionados con la carrera qué sigue.
   a) ¿se hallan en estado sol o gel?
   b) ¿estos estados son reversibles?
4. En los suelos, ¿con qué estado asocia la mejor estabilidad estructural, sol o gel?
5. Al cambiar del estado sol a gel un coloide modifica algunas de sus propiedades qué lo define en diferente grado; reflexione sobre posibles cambios en superficie específica, manto de hidratación y energía cinética.
6. En los procesos de edafogénesis existen períodos de dispersión y de floculación, con fundamento desarrolle:
   a) tres ejemplos donde se explique este comportamiento.
   b) un proceso donde predomine la dispersión.
   c) un proceso donde predomine la floculación.
7. ¿Considera qué los ejemplos antes desarrollados inciden importantemente en la producción? indique dos ejemplos de importancia económica y regional.
8. Ud., ¿considera qué los coloides en un suelo sódico se hallan dispersos porque no alcanzaron su punto isoeléctrico? Discuta el concepto en base al potencial Zeta y otras propiedades de los iones.
9. Ud., ¿puede asociar dispersión con susceptibilidad a la erosión? Fundamente.
10. Ud. ¿considera qué los coloides en un horizonte Mólico se hallan floculados porque alcanzaron a su punto isoeléctrico?
11. a) ¿Cómo se originan las cargas en el material mineral?
    b) ¿Cómo se originan las cargas en el material orgánico y cuáles son los grupos más activos?
12. ¿Cómo se originan las cargas específicamente en óxidos de hierro?
13. ¿Cual es el pH predominante en los suelos con este coloide? Reflexione sobre cual será la carga más frecuente de los óxidos en función del pH.
14. ¿Considera qué la ocurrencia de este proceso posee un carácter regional de trascendencia?

15. ¿Cómo se originan las cargas específicamente en caolinita?
16. ¿Como se explica su carga negativa?
17. ¿Cual es el pH predominante en los suelos con este coloide? Reflexione sobre cual será la carga más frecuente de la caolinita en función del pH.
18. ¿Considera que la ocurrencia de este proceso posee un carácter regional de trascendencia?
19. ¿Qué importancia práctica plantea qué un coloide sea anfótero?
20. De los coloides del suelo con fuerte incidencia de cargas variables en función del pH:
    a) ¿cuál grupo posee un comportamiento anfótero más relacionado con la actividad biológica productiva?
    b) investigue ¿cuál es su carga más frecuente en función de condición clímax?
21. Cómo se encuentran los iones del suelo:
    a) En la fase sólida
    b) En la interfase sólido -líquida y
    c) En la fase líquida.
22. ¿Cómo se denomina la propiedad de los coloides de los suelos asociadas a la elevada superficie específica con presencia de cargas electroestáticas?
23. ¿Ud. considera qué el fenómeno aludido en la pregunta anterior es de una naturaleza sencilla o compleja? Indique las principales fuerzas qué intervienen en la asociación de los iones con los coloides.
24. ¿Cómo se distribuyen los iones en función de la distancia la superficie de los coloides? Utilice como base conceptual la teoría de Stern.
25. ¿A qué atribuye el termino de "difuso" y porqué?
26. Extraiga de la ecuación de Boltzmann los principales elementos que hacen al comportamiento de los coloides en el suelo y reflexione sobre:
    a) ¿La estructuración se verá favorecida por la presencia de iones Ca^{++} o iones Na^{+}?
    b) Regar a un suelo con aguas salobres ¿favorecerá la floculación o dispersión de los coloides?
    c) ¿Los suelos tropicales serán más o menos proclives a la dispersión qué los de temperaturas medias?
27. En función de los parámetros hasta ahora planteados defina en su concepto cómo sería la composición iónica deseable para un suelo qué posea adecuada estabilidad estructural.
28. Para elaborar la respuesta anterior, ¿tuvo en cuenta la fertilidad productiva

del suelo? En caso negativo considérelo.

29. Siendo la carga neta preferentemente negativa cómo justifica la adsorción aniónica? Reflexione sobre la problemática de los principales macronutrientes.
30. Compare el tamaño de los coloides con el de los iones y el espesor de la doble capa difusa, realice un croquis grosero.
31. Qué es el diámetro hidratado de los iones y cómo influye en el comportamiento relativo de los coloides.
32. Qué es el potencial Zeta y como influye en el comportamiento relativo de los coloides.
33. Teniendo en cuenta la valencia y diámetro del ión ¿por qué el K se comporta como una excepción en selectividad de diámetro para la illita?
34. Ante una dilución de la solución externa del suelo, ¿como se comportarán los iones adsorbidos en el equilibrio con los de solución?
35. Siguiendo el concepto de Isotermas de adsorción y el de la ley de acción de masas ¿Ud. encuentra coincidencias? Fundamente su respuesta.
36. Considere el papel de la adsorción en las problemáticas de contaminación ambiental.
37. ¿Qué crítica puede formular al método de determinación de la CIC? Considere en su respuesta el pH de la solución extractora, el posible pH del suelo y las cargas variables en función del pH.
38. Discuta sobre las posibilidades de incidir profesionalmente sobre la dinámica de los iones y los coloides en diferentes sistemas productivos.

AIRE EN EL SUELO

39. Encuentra diferencias cualitativas o cuantitativas entre la composición del aire atmosférico y el del suelo.
40. Si la atmósfera es la gran fuente de aire en la naturaleza, ¿qué rol considera Ud. qué desempeñan los suelos en la provisión de aire a las plantas?
41. ¿Que es la presión parcial de un gas en una parte del suelo y porque se puede generar?
42. ¿Como se denomina el movimiento del aire en el suelo basado en este fenómeno?
43. ¿Ud. cree qué profesionalmente se puede incidir en la aeración? En caso afirmativo, ¿cómo haría para acelerarla y cómo para reducirla?
44. ¿Cuáles son los parámetros fundamentales de la ley de Fick?

45. Durante una lluvia el agua qué infiltra ¿puede mover el aire edáfico? ¿Como se denomina este proceso?
46. ¿Sobre qué factores edáficos incide la aeración?
47. ¿Sobre qué factores biológicos incide la aeración?
48. ¿Que diferencias conceptuales encuentra entre la aeración y espacio poroso?
49. Que relación encuentra entre la aeración y la porosidad.
50. ¿Existe alguna relación entre la textura y la aeración?
51. ¿Existe alguna relación entre la estructura y la aeración?
52. En base a la respuesta anterior, ¿podría discutir si es más preciso referirse a estabilidad estructural qué a estructura?
53. ¿Que factores regionales conocidos por Ud. pueden conducir a una deficiente aeración?
54. ¿En un perfil de suelo existen elementos diagnostico qué puedan indicar qué existe anaerobiosis? ¿Cuáles?
55. ¿Encuentra alguna relación entre la aeración y el potencial redox de los suelos?
56. En los suelos clímax o zonales (Argiudoles) de pampa húmeda, ¿quien es el principal aceptor de electrones (agente oxidante)?
57. En los suelos clímax de pampa húmeda, ¿quien es el principal dador de electrones (agente reductor)?
58. En los suelos intrazonales hidromórficos (Argiacuoles) de pampa húmeda, ¿quien es el principal aceptor de electrones (agente oxidante)?
59. ¿Es posible asociar los colores del suelo con su estado de aeración?
60. En un suelo donde se observa moteados de Fe^{++}, puede diagnosticarse posibles deficiencias de NO_3^-? Fundamente.
61. ¿Por qué se puede relacionar el potencial redox con el pH?
62. Discuta sobre las interpretaciones qué pueden surgir de esta relación.
63. ¿Que base diagnostica puede brindar la tasa de difusión de oxigeno?
64. En qué unidades se expresa.
65. Investigue para brindar tres ejemplos de cultivos herbáceos y forestales qué sean muy exigentes, moderadamente exigentes y de baja exigencia de difusión de oxigeno.
66. Asocie los siguientes colores Munsell con un diagnostico de aeración: 5 YR 3/2; 2,5Y4/2; 7,5YR2/2.
67. ¿Qué otros elementos morfológicos asocia con la anaerobiosis?

68. ¿Conoce si en su zona de origen existen problemas de aeración? ¿Reconoce algún signo diagnóstico?
69. En los suelos intrazonales hidromórficos (Argiacuoles), ¿quien es el principal dador de electrones (agente reductor)?
70. Si observa el fondo de un arroyo puede encontrarse con colores 7,5 YR 4/4, ¿qué poder diagnostico extrae? ¿Como lo explica?

TEMPERATURA

71. ¿Sobre qué factores del suelo incide la temperatura?
72. ¿Sobre qué factores de la planta incide la temperatura?
73. Siendo el sol el gran proveedor de energía a la naturaleza ¿qué rol cree Ud. qué desempeñan los suelos en relación con las plantas y la temperatura?
74. ¿Qué otros factores ambientales inciden? Conoce alguno de su región de origen
75. ¿El hombre puede actuar en el manejo de la temperatura de los suelos? De dos ejemplos forestales o agronómicos
76. Discuta sobre las diferencias entre temperatura y calor.
77. ¿Por qué en la lucha contra las heladas, una de las prácticas es inundar el suelo?
78. ¿Cómo se mueve preferentemente el calor en suelos húmedos?
79. ¿Cómo se llama el mecanismo de recepción y pérdida de calor del suelo con la atmósfera?
80. ¿Qué factores intervienen el concepto de capacidad calorífica del suelo?
81. Reflexione sobre ¿porqué es más rápido el calentamiento estacional de los continentes qué los mares?
82. Discuta porqué es más rápido el calentamiento de las arenas (playa,p.ej.) qué los suelos de texturas medias y con provisión de materia orgánica.
83. Compare la posible conductividad térmica de un mismo suelo pero a) arado, rastreado y roleado (rolo compactador) y b) arado y rastreado. Fundamente.
84. ¿En qué unidades se maneja la problemática del calor y temperatura de los suelos?
85. Los cultivos bajo cubierta se realizan para: ¿aumentar la radiación del sol, disminuir la radiación del suelo o aumentar la capacidad calórica?

AGUA EN EL SUELO

86. ¿Qué parte (%) del agua del ciclo hidrológico se halla puesta en juego para los sistemas biológicos?
87. ¿Qué opinión le merece desde el punto de vista de la sustentabilidad de los sistemas naturales?
88. ¿Qué opinión le merece desde el punto de vista de la sustentabilidad del sistema suelo?
89. Discuta sobre las enunciaciones de la Figura 15.
90. ¿Por qué aumenta la humedad retenida en la curva con la profundidad? ¿Existirán suelos que no posean es comportamiento?
91. ¿En qué sector aplica la ley de Darcy?
92. ¿En que sector aplica el principio de difusividad?
93. Los sectores indicados son constantes para diferentes suelos ¿De que dependen?
94. Discuta sobre el papel del suelo como administrador del agua para el cultivo de maíz en zona núcleo (Pergamino) y en su periodo fenológico crítico.
95. Averigüe sobre las características que definen su capacidad de almacenaje y reflexione sobre que pasaría si los suelos predominantes fuesen Udipsammentes.
96. Discuta de porque la conveniencia de regar en forma complementaria el cultivo de maíz en la zona núcleo.
97. El agua puesta en juego en los sistemas naturales, ¿es dinámico o estático a nivel de ciclo hidrológico general? Reflexione sobre su frecuencia.
98. Mencione cuatro ejemplos sobre la actividad que desarrolla el agua en el suelo.
99. ¿Podría considerar aspectos dinámicos y estáticos del agua en el suelo?
100. Las plantas viven en ¿un ambiente saturado o insaturado? ¿Cuál sería más favorable para la mayoría de las plantas cultivadas?
101. ¿Cuantas fases reconoce en un suelo saturado?
102. ¿Cuantas fases reconoce en un suelo insaturado?
103. ¿Existe alguna clase de relación química y/o física entre las partículas del suelo y el agua? De ejemplos fundamentados.
104. Discuta el rol del suelo como simple recipiente de agua o participación energética en su almacenamiento.
105. ¿Por qué si la molécula del agua es eléctricamente neutra posee comportamiento dipolar?

106. Discuta sobre cuatro propiedades del agua como sustancia que impongan propiedades a los suelos.

107. Discuta la aplicación de la ecuación de Jurin en la problemática de la estabilidad de la estructura.

108. ¿Que diferencia encuentra entre el concepto de humedad % de la atmósfera y del suelo? Plantee sus expresiones matemáticas.

109. ¿Qué entiende por la humedad gravimétrica? ¿Cómo se determina?

110. ¿Cuál valor de humedad -volumétrica o gravimétrica- le parece más útil de considerar? Discuta sobre las ventajas de cada método y las limitaciones para su determinación.

111. ¿Qué diferencia encuentra entre un balance climático del agua y un balance edáfico del agua? Discuta su significado para un suelo de textura gruesa (Psamment) y uno de textura fina (Udert).

112. Discuta sobre el rol del suelo en el ciclo hidrológico.

113. ¿La composición del agua edáfica es similar al del agua atmosférica?

114. Realice el perfil hídrico de un suelo de secuencia A-AC-C y otro A-Bt-C en su máximo estado de almacenamiento de agua.

115. Discuta sobre el movimiento del agua en el suelo con la denominación precisa.

116. Si en un suelo cultivado, progresivamente, se nota aumento el escurrimiento, ¿podría reflexionar que ocurre con la permeabilidad, la infiltración, el almacenaje, la susceptibilidad a la erosión y la fertilidad de ese suelo?

117. ¿El ascenso capilar depende de algún factor en particular o es similar para todos los suelos?

118. ¿Existe alguna práctica agrícola que modifique el ascenso capilar para acelerarlo? ¿y para retardarlo?

119. Averigüe sobre la problemática del ascenso capilar en las zonas bajo riego.

120. ¿A que factores puede deberse que la infiltración se modifique con el tiempo?

121. ¿La permeabilidad de un suelo al agua se da en sistemas saturados? ¿De que otra manera se la denomina?

122. La retención de agua depende de varios factores físicos del suelo, de tres ejemplos fundamentados.

123. ¿La retención de agua dependerá de algún factor químico? Por favor discuta la problemática en un Argiudol y de un Salortid.

124. Denomine taxonómicamente dos suelos que posean problemas de drenaje limitado.

125. Denomine taxonómicamente dos suelos que posean problemas de drenaje excesivo.

126. Discuta sobre la extensión geográfica de los ejemplos citados.

127. ¿Las plantas cultivadas prefieren vivir en medios saturados o no saturados? Fundamente.

128. Enuncie dos ejemplos donde profesionalmente se utilizarían los conceptos de no saturados.

129. Con los conceptos hasta aquí vertidos discuta si se puede explicar algunas de las problemáticas de la depresión del Salado, de la Provincia de Buenos Aires.

130. Utilizando la ley de Darcy ¿que factores de la ecuación cambian con la textura de los suelos?

131. Discuta sobre ventajas y desventajas de que el agua edáfica exija energía para su disponibilidad.

132. ¿Qué unidades maneja la relación agua suelo?

133. ¿A que se refiere cuando se indica en %; pF; Pascal; Bar?

134. ¿Cuál unidad aconseja Sistema Internacional de Unidades?

135. Averigüe sobre cual es el rango de energía que son capaz de desarrollar las principales plantas cultivadas herbáceas y forestales.

136. Investigue sobre cual es el rango de energía que son capaces de desarrollar las principales plantas nativas y forestales de las zonas áridas de nuestro país.

137. ¿Donde se retiene el agua en el suelo y cuáles son las principales fuerzas que actúan?

138. ¿Conoce algún algoritmo matemático que explique porque el agua no se pierde del suelo?

139. ¿El agua en el suelo que estados físicos reconoce?

140. Discuta sobre la magnitud energética de las diferencias de retención entre el agua higroscópica, capilar y gravitante.

141. ¿El agua posee exactamente el mismo estado físico en todas las condiciones precedentes?

142. ¿A que se refiere el potencial hídrico del suelo?

143. Su expresión se compone de varias en forma compleja; potencial matricial, osmótico, gravitatorio y neumático. Investigue cual predomina

en un Argiudol. En un Salortid. En un Hidracuent. En un Udert que recibe un fuerte chaparrón o es regado por manto.

144. Investigue sobre los componentes de un aparato de Richards.

145. Discuta sobre la validez de los datos al perturbarse las muestras.

146. ¿Cómo explica que se mide la retención del suelo administrando una presión?

147. ¿Qué componente del potencial hídrico mide preferentemente?

148. ¿Un tensiómetro mide potencial osmótico?

149. ¿Su lectura tiene similar alcance que el aparato de Richards?

150. ¿Podría comparar las curvas de retención de diferentes suelos? ¿Que conclusiones puede extraer?

151. ¿Podría comparar las curvas de retención de diferentes horizontes de un Argiudol típico? ¿A que conclusiones arriba?

152. ¿Podría comparar las curvas de retención de diferentes horizontes de un Udipsamment? ¿A que conclusiones arriba?

153. Realice sendas curvas para ambos suelos para Capacidad de campo en relación con la profundidad. Extraiga conclusiones de las comparaciones.

154. ¿Las plantas sufren el proceso de Histéresis descripto para los suelos?

155. ¿Considera que la Histéresis es beneficiosa o perjudicial?

156. ¿Donde se apreciará mejor el proceso de la Histéresis en los Valles del Río Mendoza (Viñedos en Lujan de Cuyo) o en Entre Ríos (arrozales de Gualeguay)?

157. ¿El agua en fase de vapor es más importante en altos o bajos contenidos de humedad del suelo?

158. ¿Como se comporta el movimiento del vapor de agua en el suelo con los cambios de la temperatura?

Bibliografía

Ball, B.C. and K.A. Smith. 1991. Gas movement. p. 511-550. *In* Smith, K.A. and Mullins, Ch.E (eds.). Soil Analysis. Marcel Dekker, New York, USA.

Black, C.A 1975. Relaciones suelo-planta. Ed. Hemisferio Sur, 2 tomos. Argentina.

Boesten, J.J and van der Linden A.M. 1991. Modeling the influence of sorption and transformation on pesticide leaching and persistence. Journal of Environ Qual 20:425-435.

Bohn, H.L; B.L. McNeal & GA O'Connor. 1979. Soil Chemistry. J. Wiley, N. York.

Bornemisza, Elmer. 1982. Introducción a la química de suelos. Monografía N°25 OEA. Universidad de Costa Rica.

Buchan, G. D. 1991. Soil temperature regime. En Smith K.A. y Mullis Ch. E. Ed Soil Analysis. Marcel Dekker, Inc 551-612.

CBDSA (Comisión del banco de datos de suelos y aguas); 1983. SINEDARES.

de Vries, D.A. 1963. Thermal properties of soil. In: Physics of Plant Environment (ed. W.R. van Wijk) North-Holland, Amsterdam, 210-235.

de Vries D.A., Philip J.R. 1986. Soil heat flux, thermal conductivity and the null-alignment method. Soil Sci. Soc. Am. J., 50:12-18.

F.A.O.-U.N.E.S.C.O. 1990. Soil map of the world. Revised Legend. Soils Bull. F.A.O. Roma.

Greenhalgh, R. 1980. Definition of persistente in pesticide chemistry. Pure Appl. Chem 52: 2563-2566.

Guadalix, M.E. y Pardo M.T. 1991. Sulphate sorption by variable charge soils. J Soil Sci 42: 607-614.

Jury W.A., Gardner W.R. y Gardner W.H. 1991. Soil physics. John Wiley & Sons. New York. 328 pp.

Kirkham, D. and Powers W.L. 1972. Advanced soil physics. Wiley interscience. New York.

Landon, J. R. 1984. Tropical Soil Manual. Booker Agriculture. International Limited. Londres. 450 pp.

Lindsay, Willard L. 1979. Chemical Equilibria in Soils. John Wiley & Sons. Colorado.

Marshall T.J., Holmes, J.W. 1979. Soil Physics. Cambridge University Press. London.

McIntyre D.S. 1970. The platinum microelectrode method for soil aeration measurement Adv. Agron. 22: 235-283.

Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. 1983. Manual para la Descripción Codificada de Suelos en el Campo. Madrid.

Pardo M. T. & Guadalix M.E. 1990. Phosphate sorption in allophonic soil and release of sulphate, silicate and hydroxyl. J. Soil. Sci. 41: 607-612.

Pedro, G. 1968. Distribution des principaux types d'alteration chimique a la surface du globe. Presentation d'une esquisse géographique. Rev. Geogr. Phys. GeoL Dyn, Vol. 10, fasc. 5: 451-470. Paris.

Porta Casanellas, J.; Lopez-Acevedo Reguerín, M.; Roquero de Laburu, C. 1994. Edafología para la Agricultura y el medio Ambiente. Mundiprensa. España.

Pritchard, D.T. y Currie, J.A. 1982. Diffusion coefficients of carbon dioxide, nitrous oxide, ethylene and ethane in air and their measurement. J. Soil Sci 33: 175-184.

Pritchett, W. 1979. Properties and management of forest soils. New York. Willey & Sons 500 pp (hay una edición castellana).

Rusell, J.E., Russell, W. 1959. Las condiciones de los suelos y el desarrollo de las plantas. Ed. Aguilar-Madrid

Slater C.S. 1957. Cylinder infiltration for determining rases of irrigation. Soil Sci. Soc. Am. Proc 21: 457.

Smelt, J H.; Leistra M.; Sprong M. C. and Nollen H. M. 1974. Soil fumigation with dichloropropene and metham sodium: effect of soil cultivations on dose pattern. Pestic Sci. 5:419-429.

Sposito, G. 1989. Principles of soil chermistry. M. Dekker. Now York.

Stolzy I and Letey. 1964. Characterizing soil oxygen conditions with a platinum

Tate R.L. 1987. Soil organic matter. Biological and ecological effects. John Wiley & Sons. 291pp.

Thompson, Louis M.; Troeh, Frederick R. 1980. Los suelos y su fertilidad. Editorial Reverte S.A. Barcelona.Tschapek M 1949. Química coloidal de suelo. 1. Fenómenos de superficie, Volumen 1. 344 pp.

USDA 2010. Claves para la Taxonomía de Suelos. Onceava Edición. p. 374

Van Breemen, N. 1976. Genesis and solution chemistry of acid sulfure soils in Thailand. Agricultural Research Reports 848. Wageningen. 263 pp.

Vaughan, D. and Malcom, R.L. 1985. Soil organic matter and biological activity. Martinus Nijhoff Boston.

Youngs, E. G. 1991. Hydraulic conductivity of saturated soil. En Smith K.A. y Mullins Ch.E. Ed. Soil Analysis. Marcel Dekker, Inc 161-208.

LOS AUTORES

Jorge Washington Lanfranco, ingeniero agrónomo. Profesor titular ordinario, Curso de Edafología. Departamento de Ambiente y Recursos Naturales de la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. Universidad Nacional de La Plata.

Andrea Edith Pellegrini, ingeniera agrónoma, especialista en ingeniería ambiental, Jefe de trabajos prácticos Ordinaria Curso de Edafología. Departamento de Ambiente y Recursos Naturales de la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. Universidad Nacional de La Plata.

Valeria Catani, ingeniera agrónoma. Ex ayudante diplomada Curso de Edafología. Departamento de Ambiente y Recursos Naturales de la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. Universidad Nacional de La Plata.